

SECUENCIAS FLUVIO-EOLICAS EN EL
BUNTSANDSTEIN DEL MACIZO DE GARRAF
(PROVINCIA DE BARCELONA)

POR
M. MARZO *

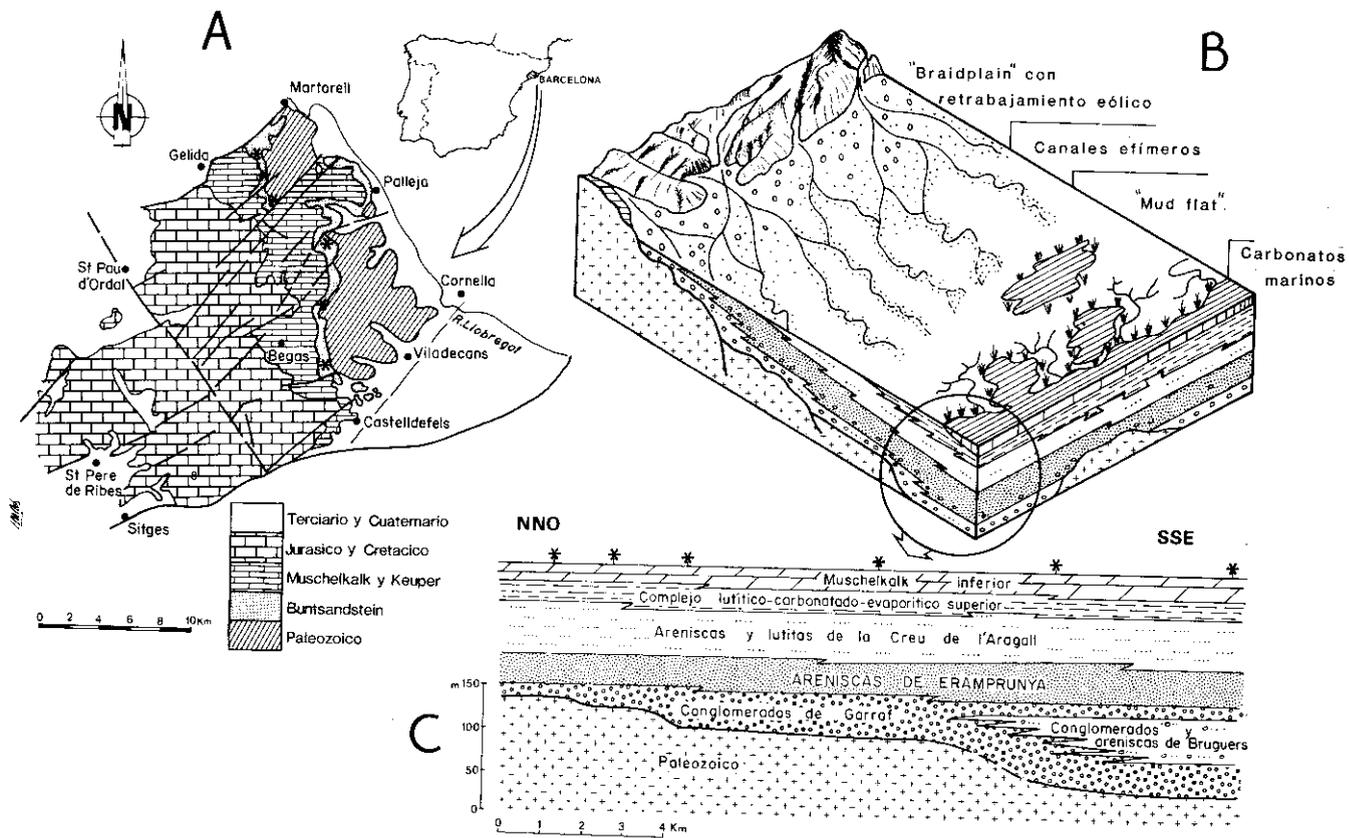
RESUMEN

En el área estudiada la facies Buntsandstein se depositó en amplias llanuras aluviales que distalmente gradaban a llanuras fangosas supralitorales y a *sabkhas*. Dentro de este contexto, las Areniscas de Eramprunya representan el cinturón de facies arenosas localizado en las partes intermedias de la llanura aluvial. Este cinturón se originó a partir de depósitos de crecida de corrientes efímeras, intensamente retrabajados por procesos eólicos. Dichos procesos originaron acumulaciones del tipo *sand sheet* o vastas llanuras del tipo *serir*. Las secuencias resultantes están constituidas por tres términos ideales: i) superficie de erosión basal, ii) facies fluviales y iii) facies eólicas. Estas secuencias, de 0,15 a 2 m de espesor, son semejantes a las descritas en zonas áridas o semiáridas actuales. Probablemente el clima en la Península Ibérica durante el Triásico inferior era de este tipo. Sin embargo, como con anterioridad a la colonización de las áreas de drenaje por una vegetación moderna, los valles fluviales se parecían a las regiones semiáridas actuales, se sugiere que dichas secuencias podrían reconocerse en muchas de las llanuras aluviales desarrolladas durante el Paleozoico y Mesozoico inferior, siempre que éstas no estuvieran sujetas a un clima húmedo.

ABSTRACT

In the studied area the Buntsandstein materials were deposited on broad alluvial plains distally connected with supratidal mud flats and

* Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona.



sabkhas. Within this general depositional setting, the Eramprunya Sandstone represents a sandy facies belt developed in the intermediate parts of the alluvial plain through successive episodes of flash flood and aeolian reworking (Fig. 1). Fluvial facies are formed by fine to coarse pebbly sandstones. Trough cross-stratification produced by migrating large-scale ripples comprises about 75 % of the deposits. Tabular cross-stratification (15 %) resulting from the lateral and downstream growth of channel bars, and upper flow regime plane beds (5 %) are less common. Cosets of small-scale ripple cross-lamination, isolated sets of scour-fill cross-stratification, gravel lenses, and thin and discontinuous mud layers are subordinate facies. This facies assemblage constitutes 0,25-3 m thick, tabular to slightly lenticular bodies. They were originated during a single flood event (simple bodies) or by stacking of successive flood events (multistorey bodies). Aeolian deposits are interbedded with alluvial deposits as thin (5-50 cm) but relatively continuous layers. They appear also as residual lenses between the fluvial bodies (Fig. 2). Low-angle aeolian facies are dominant. They include types «a» and «b» of FRYBERGER et al. (1979). The first consists of sets of subcritically climbing translational strata (Figs. 4 and 5). The second is formed by an alternance of fine-grained sand with granule-rich horizons and coarse-grained aeolian ripples (Fig. 5). Sets of tabular to wedge-planar high-angle cross-stratification interpreted as small aeolian dunes are less frequent (Fig. 6). Deflation lags are commonly developed along the contact between fluvial and aeolian deposits (Fig. 7). This aeolian facies assemblage is attributed to sand sheet or «serir» deposits. Fluvial and aeolian facies are arranged in a series of repetitive sequences, 0,15-2 m thick. From base to top, each sequence comprises three ideal terms: i) low-relief erosive surface; ii) fluvial facies; iii) aeolian facies. The upper term, sometimes absent (type 1 sequences; Fig. 3), consists of three slightly different facies assemblages. They reflect a dominance of deflationary processes over the alluvial plain (type 2) or a dominance of accretionary processes (type 3) sometimes interrupted by small-scale flood events (type 4). If the present is the key to the past, then this sort of sequences should be regarded as typical of arid to semiarid regions. This climate fits reasonably well with the Lower Triassic paleolatitudinal setting of the Iberian Peninsula, as suggested by several authors. However, before

FIG. 1.—Esquema geológico del área estudiada (A), modelo deposicional (B) y subdivisión litoestratigráfica (C) de las facies Buntsandstein.

FIG. 1.—Simplified geological map of the studied area (A), depositional model (B) and lithostratigraphic subdivision (C) of the Lower Triassic Buntsandstein facies.

modern vegetation colonized interfluvial areas the situation in many ancient valleys resembled that of modern semiarid regions (SCHUMM, 1968, pag. 1584). Therefore, it is possible that these sequences could also be identified in many Paleozoic and early Mesozoic sandy alluvial plains developed not only in arid to semiarid regions but also in temperate areas.

INTRODUCCION

Durante el Pérmico y el Triásico, Europa central, Gran Bretaña y parte del Mar del Norte y Groenlandia, se situaban entre los 10° y los 35° de latitud Norte, dentro del campo de acción de vientos alisios relativamente secos (GLENNIE, 1972, 1983a, 1983b; ROBINSON, 1973; CLEMMENSEN, 1978, 1979; HAY et al., 1982; PARRISH et al., 1982; PARRISH y CURTIS, 1982; TUCKER y BENTON, 1982; MADER, 1983). Estas condiciones, quizá reforzadas por factores topográficos de carácter local (HAY et al., 1982), condujeron al desarrollo de cuencas intramontañosas desérticas. En estas cuencas, la interacción entre los procesos fluviales y los eólicos ha sido claramente establecida en secuencias marginales a campos de dunas o *ergs* (p. ej., GLENNIE, 1972; GLENNIE et al., 1978; CLEMMENSEN, 1978; BROOKFIELD, 1980; CLEMMENSEN y ABRAHAMSEN, 1983) o en secuencias aluviales que intercalan importantes tramos eólicos (MADER, 1981, 1982, 1983). En estos casos, los depósitos eólicos han sido identificados esencialmente en base a que la estratificación cruzada de gran escala originada por la migración de dunas constituye una litofacies volumétricamente importante y fácilmente reconocible.

En las series fluviales pérmicas y triásicas de la Península Ibérica la existencia de retoques eólicos ha sido sugerida por numerosos autores, aunque no existen descripciones convincentes que prueben la presencia de acumulaciones eólicas importantes. Posiblemente, ello obedece a que durante dicha época la Península se localizaba a una paleolatitud relativamente más baja que las áreas europeas anteriormente citadas, lo que no favoreció el desarrollo de importantes zonas desérticas y de amplios campos de dunas. Sin embargo, en este trabajo se sugiere que la ausencia de una cobertura vegetal importante sobre las llanuras aluviales triásicas, favoreció el desarrollo de acumulaciones eólicas relativamente modestas del tipo *sand sheet* (BAGNOLD, 1954; FRYBERGER et al., 1979 y 1983). Estas alternan con los depósitos fluviales, constituyendo una serie de secuencias que posiblemente podrán ser reconocidas en muchas llanuras aluviales arenosas desarrolladas durante el Paleozoico y Mesozoico inferior.

ENCUADRE GEOLOGICO

Los afloramientos estudiados constituyen la base de la potente serie triásica, jurásica y cretácica del Macizo de Garraf (Fig. 1A). A grandes rasgos, la estructura de este macizo se caracteriza por la existencia de una complicada red de fracturas, que pueden agruparse en dos sistemas principales: NE-SO y NO-SE (LLOPIS LLADO, 1942, 1947; SOLE SUGRAÑES et al., 1975; GUIMERA, 1978; GUIMERA y SANTANACH, 1978).

La facies Buntsandstein aflora a lo largo del borde oriental del macizo, descansando discordantemente sobre el zócalo paleozoico y por debajo de los carbonatos del Muschelkalk inferior, de edad Anisiense (VIRGILI, 1958; MARZO, CALVET et al., 1985). Su subdivisión litoestratigráfica e interpretación sedimentológica (Figs. 1B y 1C) ha sido abordada por MARZO (1980).

En líneas generales, el Buntsandstein está integrado por dos grupos de unidades: uno inferior, de potencia variable, y otro superior, formado por tres unidades que se extienden a lo largo de todo el macizo sin variaciones notables de potencia. El grupo inferior está representado por los Conglomerados de Garraf y por los Conglomerados y areniscas de Bruguers. Ambas se disponen sobre el zócalo con una clara disposición en *onlap*, de forma que éste queda cubierto con depósitos progresivamente más jóvenes hacia el NNO (en un sentido contrario al de aporte). Los Conglomerados de Garraf representan depósitos originados por corrientes trenzadas, relativamente proximales y con una carga tractiva esencialmente integrada por grava (*proximal gravel-dominated braided rivers*; MIALI, 1978; RUST, 1978), mientras que los Conglomerados y areniscas de Bruguers representan depósitos formados por corrientes de morfología análoga, pero con unas características más distales (*distal gravel-dominated braided rivers*; op cit.). Estas corrientes formaban parte de un sistema fluvial efímero, que discurría en una llanura aluvial desarrollada al pie de un frente montañoso. Dicho sistema fluía hacia el S-SSE y presentaba una clara tendencia retrogradante, que podría haber sido inducida por el repetido juego en retroceso (*back-faulting*) de una serie de fracturas de zócalo, orientadas de OSO-SO a ENE-NE.

El grupo de unidades superior comprende: las Areniscas de Eramprunyà, las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall y el Complejo de tránsito al Muschelkalk inferior. La primera unidad, que constituye el objetivo del presente trabajo, ha sido interpretada como depósitos de llanuras arenosas, desarrolladas a partir de episódicas crecidas fluviales e intensamente re TRABAJADAS por procesos eólicos. La segunda está formada por depósitos de canales efímeros, de sinuosidad variable (en ocasiones meandriformes), los cuales discurrían encajados en una

llanura aluvial lutítica en la que se desarrollaban paleosuelos de tipo «caliche». El Complejo de tránsito comprende depósitos de amplios *mud flats*, en los que ocasionalmente se localizaban charcas evaporíticas, localmente conectadas con aguas marinas. Durante la sedimentación de estas unidades, las partes proximales (conglomeráticas) del sistema fluvial debían localizarse bastantes kilómetros al norte del actual límite septentrional de los afloramientos, lo que presupone un notable retroceso de la cabecera del sistema y una neta ampliación del área deposicional en relación a la existente durante la sedimentación de las unidades del grupo inferior. La clara tendencia retrogradante mostrada por el sistema fluvial culminó con la transgresión marina y la deposición de los niveles carbonatados del Muschelkalk inferior.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS ARENISCAS DE ERAMPRUNYA

Esta unidad, con una potencia de 40-50 m, está esencialmente integrada por areniscas (hasta un 95 por 100 del total) y en mucha menor proporción por conglomerados y lutitas. Los conglomerados son más abundantes hacia la base de la unidad y las lutitas hacia el techo, de forma que los contactos con las unidades supra e infrayacentes pueden considerarse graduales y progresivos. En conjunto, a pesar de la existencia de frecuentes recurrencias granulométricas, puede afirmarse que las Areniscas de Eramprunyà presentan una clara tendencia granodecreciente.

Las areniscas, de color rojo, se presentan en todos los rangos granulométricos, aunque predominan las de grano fino a medio. Sus características petrográficas han sido estudiadas por ADELL (1974) y MARZO (1980). De acuerdo con la clasificación de PETTIJOHN et al. (1972), por la composición de los granos detríticos y por la cantidad de matriz arcillosa (inferior a un 5 por 100 del total de la muestra), pueden clasificarse como subarcosas. Los granos de cuarzo, subangulosos a subredondeados, constituyen entre el 85 y el 95 por 100 del total y son de origen ígneo en su mayor parte, aunque también existen los de procedencia metamórfica. Le siguen en importancia las ortoclasas (ortosa sobre todo y alguna microclina), mientras que las plagioclasas están prácticamente ausentes. Los fragmentos de rocas son muy raros y están representados por granos policristalinos de cuarzo (cuarcitas) y fragmentos de esquistos muy alterados. Otros componentes accesorios son las micas, entre las que destacan las biotitas muy alteradas, y una cierta proporción de minerales opacos. La fábrica se caracteriza por el predominio de los contactos largos y tangenciales entre los granos detríticos. No existen contactos estilolíticos y los cóncavo-

convexos son muy poco frecuentes. El cemento está fundamentalmente constituido por sílice y óxidos de hierro (hematites). El primero se presenta como crecimientos syntaxiales de borde de grano, mientras que el segundo, proveniente de la alteración diagenética de las biotitas y en menor medida de otros minerales y de los fragmentos de esquistos, se dispone recubriendo los granos detríticos y rellenando los espacios intergranulares.

Los escasos horizontes de conglomerados son muy ricos en matriz arenosa y están constituidos por cantos silíceos (cuarzo, 95 por 100; liditas y cuarcitas, 5 por 100) subangulosos a subredondeados y, por lo general, de pequeño tamaño (máximo 5-7 cm). Este tipo de cantos silíceos, así como los cantos blandos intraformacionales, pueden asimismo aparecer dispersos en el seno de las areniscas o tapizando superficies erosivas. Las lutitas, de color rojo, constituyen otra litología claramente accesoria. Los estudios de difractogramas realizados por ADELL (1974) indican que la illita y la caolinita son los únicos minerales arcillosos presentes.

FACIES Y SECUENCIAS

Los afloramientos de las Areniscas de Eramprunyà se caracterizan por una estratificación tabular bien definida. Este aspecto obedece a la existencia de horizontes de areniscas eólicas de escaso espesor (5 a 50 cm), pero relativamente continuos lateralmente, los cuales se intercalan entre paquetes arenosos de base claramente erosiva, originados durante uno o varios episodios de sedimentación aluvial. En el primer caso, estos paquetes constituyen cuerpos tabulares o ligeramente acanalados, de 0,25 a 1 m de espesor, mientras que en el segundo, forman cuerpos tabulares de hasta 3 m de potencia y con un marcado carácter *multistorey*. Este se manifiesta por la presencia de diversas cicatrices erosivas internas, de morfología curvilínea y frecuentemente tapizadas por cantos intra y extraformacionales, así como por la preservación residual de pequeños lentejones de depósitos eólicos (Fig. 2). En conjunto, la suma de las potencias de los niveles eólicos no sobrepasa el 5 por 100 del total de la sucesión. Su proporción disminuye hacia las partes superior e inferior de la misma.

Facies fluviales

Los paquetes interpretados como depósitos fluviales están esencialmente integrados por areniscas con estratificación cruzada de gran escala de tipo *trough* (facies St) que constituyen aproximadamente el

75 por 100 del total. Le siguen en importancia las areniscas con estratificación cruzada de gran escala del tipo tabular-planar (facies Sp; 15 por 100) y las areniscas con laminación horizontal (facies Sh; 5 por 100). Las areniscas con estratificación cruzada de relleno de surco (facies Ss) y con laminación cruzada de pequeña escala (facies Sr) son mucho menos frecuentes. Las abreviaturas empleadas en la descripción de las facies fluviales, así como la interpretación de éstas, coincide con las propuestas por MIALL (1977, 1978).

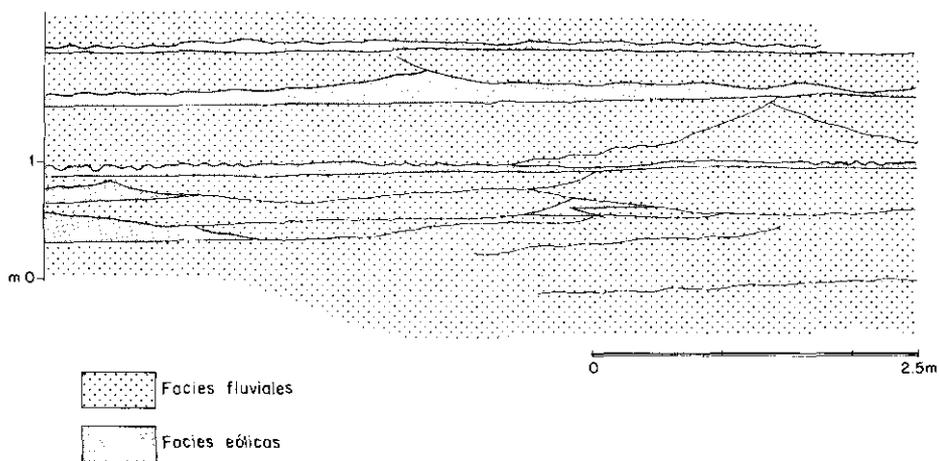


FIG. 2.—Relaciones laterales y verticales de facies en las Areniscas de Eramprunyà. Obsérvese la morfología tabular a ligeramente lenticular de los cuerpos fluviales y su carácter simple o complejo (multistorey). Por lo general, éstos aparecen separados por delgadas intercalaciones eólicas, relativamente continuas lateralmente. Los depósitos eólicos también pueden aparecer como lentejones residuales preservados entre las facies fluviales.

FIG. 2.—Internal facies arrangement in the Eramprunyà Sandstone. Note the tabular to slightly lenticular shape of the fluvial bodies and their simple or multilateral/multistorey character. These bodies are interbedded with thinner but relatively continuous aeolian horizons. Some aeolian remnants are also preserved between fluvial bodies.

La facies St está integrada por areniscas de grano fino a grueso, con frecuentes cantos intra y/o extraformacionales (de 0,2 a 4 cm de diámetro) que se localizan dispersos en las láminas o tapizando las bases erosivas de los *sets* o *cosets*. Estos últimos, de 0,25 a 1,5 m de espesor, están constituidos por *sets* cuyas dimensiones varían entre 5 y 30 cm de altura, por 0,3 a 2 m de anchura. En líneas generales, para un mismo *coset*, los *sets* suelen mostrar una cierta uniformidad en cuanto a sus dimensiones y granulometría, aunque en algún caso se ha observado una disminución de ambas propiedades hacia el techo. Esta

facies se originó por la migración de megaripples de crestas sinuosas o dunas.

La facies Sp, con unas propiedades texturales análogas a la anterior, constituye *sets* aislados (de 0,5 a 3 m de longitud y 5 a 75 cm de espesor) y *cosets* de hasta 1,5 m de potencia. En muchos casos, los *sets* muestran frecuentes cambios de inclinación de las láminas en una misma sección aparente y superficies de reactivación. Sus paleocorrientes pueden coincidir o mostrar divergencias de casi 90° respecto a las deducidas para la facies St. Se interpreta como depósitos de barras arenosas transversales o linguoides.

La facies Sh está representada por areniscas de grano fino a medio, con algún gránulo o pequeño canto aislado. Constituye bancos de 5 a 70 cm de grosor, formados por uno o varios *sets*, limitados por superficies erosivas planas. Su génesis se relaciona con corrientes de alta intensidad (en el *upper flow regime*) discurriendo sobre fondos relativamente lisos.

La facies Ss se presenta rellenando surcos erosivos muy laxos, por lo general aislados y de forma variable, cuyas dimensiones varían entre los 20-50 cm de profundidad y los 0,5-3 m de anchura. Las areniscas que integran esta facies son de grano fino a grueso, con frecuentes cantos dispersos. Son el resultado del relleno de depresiones o pequeños canales excavados por la corriente. La facies Sr, originada por la migración de trenes de ripples, está formada por areniscas de grano muy fino a medio que constituyen *cosets* de hasta 30 cm de grosor, en ocasiones del tipo *climbing*.

Al margen de las pequeñas acumulaciones de cantos cuarzosos y/o intraformacionales existentes en la base de algunas superficies erosivas (*lag deposits*) los excasos niveles conglomeráticos existentes pueden presentarse bajo dos facies principales: Gm y Gp. La primera, menos frecuente, constituye niveles lenticulares de 0,2 a 0,5 m de grosor, caracterizados por una estructura masiva o por una estratificación horizontal poco definida. Representan depósitos de barras longitudinales o *gravel sheets*. La segunda se presenta como *sets* solitarios de estratificación cruzada planar, de 0,25 a 1 m de espesor y de hasta 3 m de longitud, originados por la migración de barras de grava con una cara de avalancha bien definida.

Las facies lutíticas raramente sobrepasan los 10 cm de espesor y presentan un aspecto masivo (facies Fm). En ocasiones constituyen niveles peliculares de 0,5 a 1 cm de espesor que se intercalan entre depósitos eólicos. Representan depósitos de decantación a partir de aguas prácticamente estancadas.

Conviene destacar que en muchas ocasiones la fracción arena que integra las facies fluviales presenta una selección que varía de buena a muy buena, al margen de que la facies en su conjunto pre-

sente una marcada bimodalidad por la presencia de cantos dispersos o que dicha fracción sólo constituya la matriz (p. ej., en el caso de las facies conglomeráticas). Este hecho, constatable cuantitativamente mediante análisis granulométricos, puede ser asimismo comprobado mediante la observación al microscopio (ADELL, 1974, pp. 14-15). Ello sugiere que parte de la fracción arena transportada por los procesos acuosos anteriormente descritos, fue temporalmente acumulada por procesos eólicos y posteriormente resedimentada. Afortunadamente en nuestro caso, este hecho no se traduce, por lo general, en la imposibilidad de discriminar las facies fluviales de las eólicas. Ambas se diferencian por sus propiedades texturales (las facies fluviales presentan frecuentes cantos dispersos en su seno) y, además, como veremos a continuación, por su estructura interna.

Facies eólicas

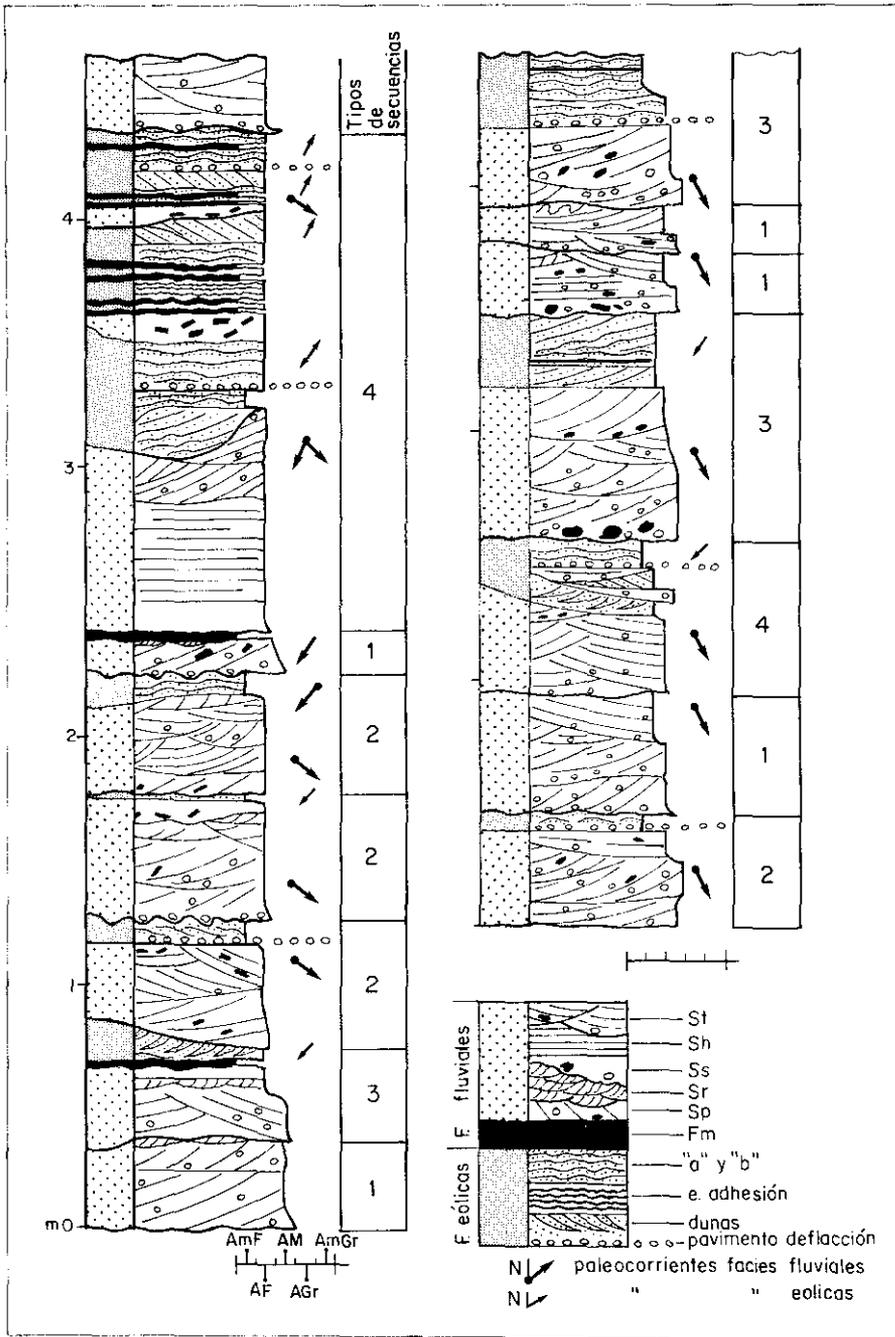
Están sobre todo representadas por depósitos tabulares, de 5 a 50 cm de espesor, cuyas facies presentan una laminación subhorizontal o inclinada de bajo ángulo (*accretionary deposits* de BAGNOLD, 1954, o *low-angle eolian deposits* de FRYBERGER et al., 1979). Más ocasionalmente se observan facies con laminación cruzada de alto ángulo, atribuibles a pequeñas dunas eólicas (*avalanche deposits* de BAGNOLD, op cit.).

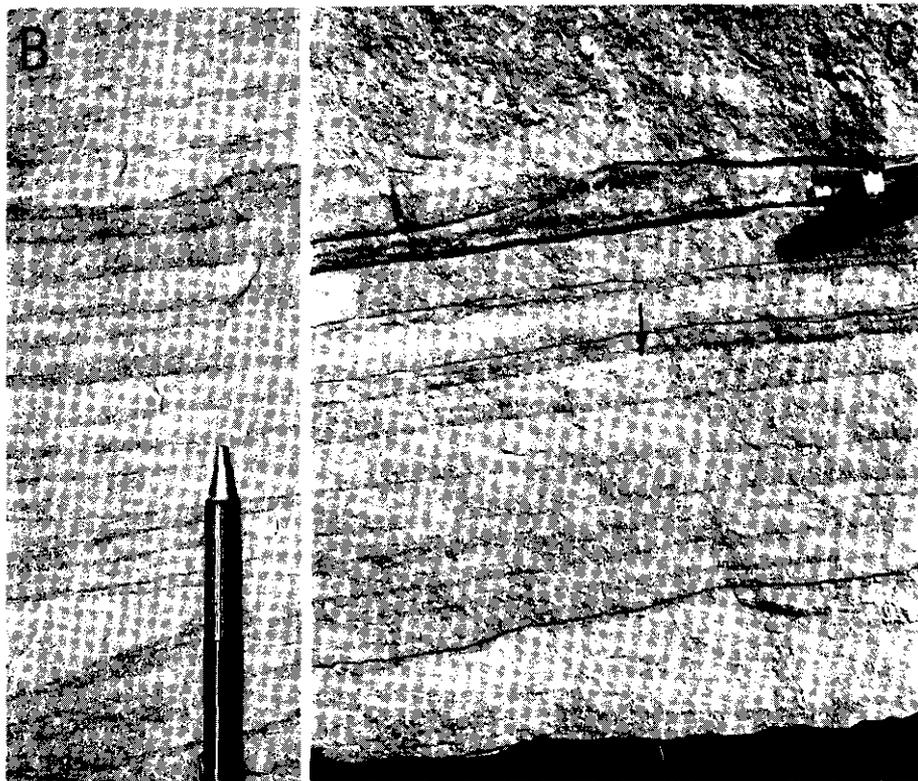
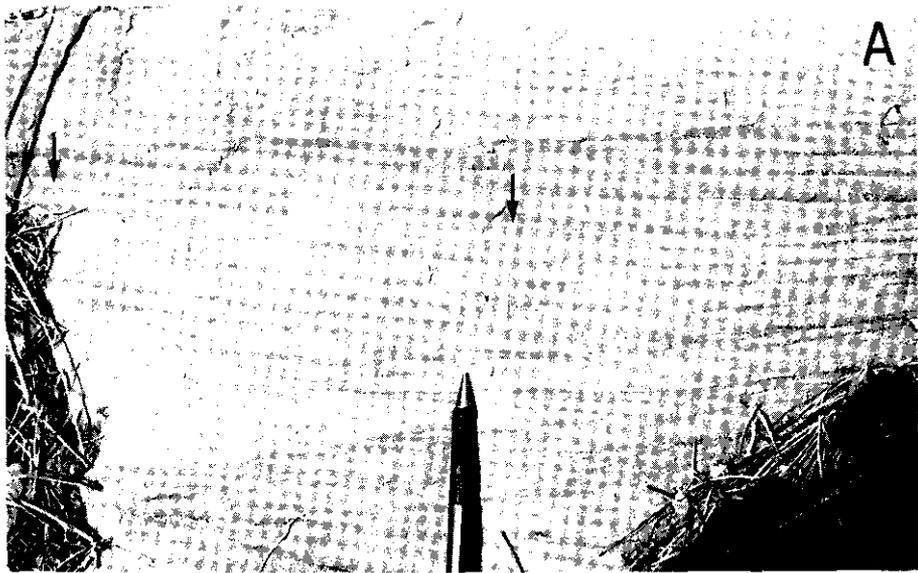
Dentro de las facies de bajo ángulo pueden distinguirse dos tipos, que coinciden con los tipos «a» y «b» de FRYBERGER et al. (1979).

Las facies de tipo «a» están constituidas por areniscas de grano

FIG. 3.—Principales tipos de secuencias verticales de facies en las Areniscas de Eramprunyà. Estas secuencias están formadas por una superficie de erosión basal, un término fluvial y un término eólico. Este último, a veces ausente (1) comprende tres asociaciones de facies; depósitos de bajo ángulo del tipo «b» que ocasionalmente intercalan facies del tipo «a» (2); depósitos de bajo ángulo del tipo «a» que ocasionalmente intercalan depósitos de pequeñas dunas eólicas y del tipo «b» (3), así como facies acuosas y pavimentos de deflacción (4). Estos últimos también acostumbran a localizarse a techo del término fluvial. Obsérvense las ligeras variaciones existentes entre las paleocorrientes de las facies fluviales y las eólicas. La interpretación de estas secuencias se detalla en el texto. Las diferentes facies pueden observarse en las Figs. 4, 5, 6, 7 y 8.

FIG. 3.—Main types of sequences observed in the Eramprunyà Sandstone. They are formed by a lower fluvial term, overlying a low-relief, sometimes grooved, erosive basal surface, and by an upper aeolian term. The aeolian deposits, sometimes absent (1), include three main facies associations: low-angle deposits mainly represented by «b» facies (2); low-angle deposits of the «a» type, which can alternate with less frequent dune and «b» facies (3), and also with thin layers of water laid deposits and deflation lags (4). These lags are also found along the contact between the fluvial and the aeolian deposits. Note the slightly variations between the fluvial and the aeolian paleocurrents. The interpretation of each type of sequence is given in the abstract, and some details of the aeolian facies are shown in Figs. 4, 5, 6, 7 y 8.





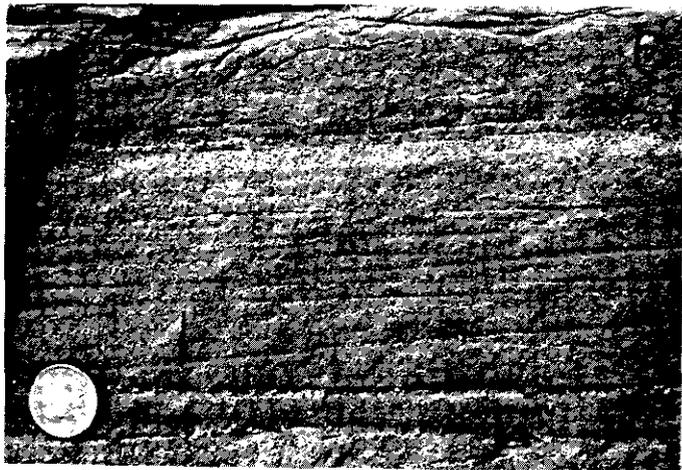
muy fino a fino, que forman *sets* de 5 a 40 cm de grosor, caracterizados por una laminación inclinada de bajo ángulo. En general, las láminas, de 2 a 10 mm de espesor, muestran una gradación granulométrica inversa muy sutil, claramente definida al microscopio. En algunos casos, esta gradación queda remarcada por un bandeado de color que se origina por la superposición de areniscas de grano fino a medio y de color rojo claro, sobre areniscas muy finas, limolíticas y de color rojo oscuro (Fig. 4). Cada lámina presenta límites bien definidos y una forma tabular o ligeramente lenticular-convexa (Figs. 4A y 4C). El ángulo de inclinación de las láminas varía entre 1° y 10°. En ocasiones, a techo de los *sets* pueden localizarse ripples eólicos de alto índice (Figs. 5A y 5C). Estos se diferencian claramente de los ripples subacuáticos (facies Sr) por la ausencia de una laminación cruzada interna bien definida y por su gradación granulométrica inversa (KOCUREK y DOTT, 1981; FRYBERGER y SCHENK, 1981).

Esta facies se interpreta como *subcritically climbing translational strata* originados, durante un episodio relativamente continuo de sedimentación (o *sandstorm*) por la migración de trenes de ripples eólicos (HUNTER, 1977a y b; KOCUREK y DOTT, 1981). Equivale a la facies IG e IGR de CLEMMENSEN y ABRAHAMSEN (1983). Otros tipos de facies propuestas por estos últimos autores, como los *plane beds* eólicos (PB) o las areniscas laminadas con gradación normal (NG), que también podrían incluirse en las facies de tipo «a», no han sido identificadas en nuestro caso.

Los *sets* de las facies de tipo «b», de 5 a 30 cm de espesor, se caracterizan por un mayor grado de heterogeneidad textural, ya que están formados por una alternancia, lateralmente muy variable, de: 1) láminas de arena fina a media, masivas o con gradación inversa; 2) láminas masivas de arena gruesa a muy gruesa; 3) ripples eólicos aislados o en trenes, formados por arena gruesa a muy gruesa y por

FIG. 4.—Facies eólicas de bajo ángulo del tipo «a». Obsérvese el aspecto lenticular, suavemente convexo de algunas láminas (señaladas con flechas en las fotos A y C) y su gradación inversa (B) marcada por un bandeado de color. Esta facies se originó por la migración escalante de trenes de ripples eólicos de alto índice. El sentido de la migración es contrario al de la inclinación de las láminas. En la foto C, estas facies están erosionadas a techo por depósitos acuosos (inmediatamente sobre el lápiz). En el margen inferior izquierdo de la foto A puede, asimismo, observarse una intercalación de depósitos de alto ángulo, atribuible a una pequeña duna eólica.

FIG. 4.—Sets of type «a» low-angle aeolian facies (FRYBERGER et al., 1979). Note the lenticular convex-up shape of some laminae (indicated by arrows in A and C) and their inverse grading (B) commonly marked by a colour banding. This facies are interpreted as subcritically climbing translational strata originated by the migration of high-index aeolian ripples. The sense of migration was opposite to the dip of the laminae. Erosive superposition of water laid deposits is observed in C, just above the pencil. Some intercalations of high-angle aeolian sets, interpreted as small dunes, are also visible in A (lower left corner).



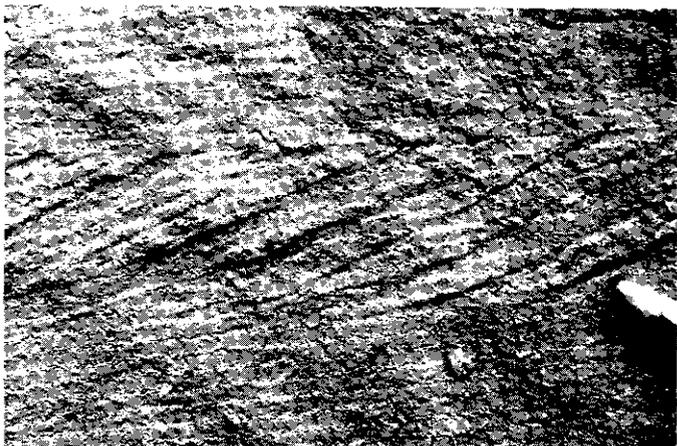
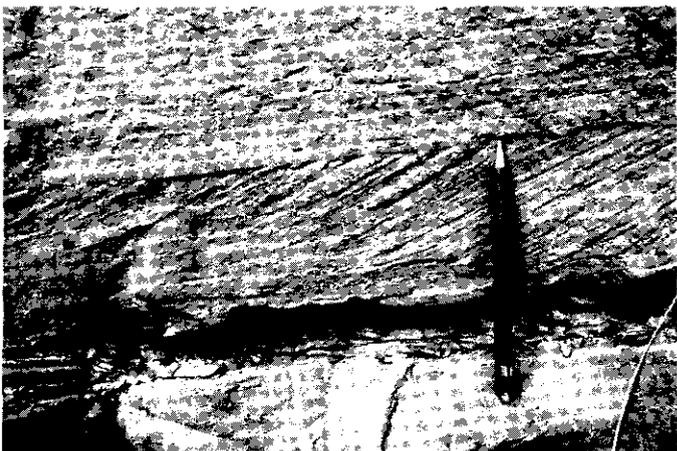
gránulos; 4) horizontes constituidos por una sola pasada de gránulos (Figs. 5B y 5D). Aunque el conjunto presenta una clara polimodalidad, la selección de cada lámina varía de moderada a buena.

Según FRYBERGER et al. (1979), esta facies se origina por la alternancia de episodios de erosión y deposición eólica. Las láminas de menor granulometría reflejan períodos deposicionales con migración de ripples, mientras que las láminas de arena gruesa y muy gruesa son el resultado de la deposición por ráfagas de viento de alta velocidad. Los niveles de ripples de granulometría más grosera y los horizontes de gránulos se originaron durante períodos de deflación a partir de los sedimentos previamente depositados. Este tipo de depósitos comprende las facies GH y GR-R de CLEMMENSEN y ABRAHAMSEN (1983).

Las facies con laminación cruzada de alto ángulo están representadas por *sets* individuales del tipo tabular-planar o *wedge-planar*, generalmente muy erosionados por los depósitos fluviales. La altura máxima preservada de estos *sets*, cuyos *foresets* se inclinan entre 15° y 30°, no sobrepasa los 50 cm. Están formados por dos tipos de depósitos (Fig. 6). El primero, más frecuente, está constituido por grupos de láminas paralelas y concordantes entre sí, de morfología cóncava y con *bottomsets* marcadamente tangenciales, los cuales descansan de manera no erosiva sobre los depósitos infrayacentes. Más raramente se observan láminas rectas o convexas (Fig. 6A). Las sucesivas láminas, de 2 mm a 2 cm de espesor, quedan definidas por ligeras variaciones granulométricas (de arena muy fina a fina o de arena fina a media). Cada lámina, cuya selección varía de moderada a buena, presenta una granulometría y un espesor relativamente constante, observándose únicamente una ligera disminución de ambas propiedades hacia su base.

FIG. 5.—A) Tren de ripples eólicos de alto índice preservados a techo de depósitos de bajo ángulo del tipo «a». B) Ripples eólicos aislados, constituidos por arena media-gruesa, preservados a techo de depósitos de bajo ángulo del tipo «b». Los depósitos eólicos suprayacentes, del tipo «a», están erosionados por depósitos acuosos, en cuya base se observan pequeños grooves. C y D) Aspecto típico de las facies del tipo «b», formadas por una alternancia de láminas u horizontes de areniscas de diferente granulometría, horizontes de gránulos y ripples de arena gruesa o gránulos. En la foto C se aprecia claramente una laminación convexa atribuible a formas de ripples eólicos y, en la base de la foto D, una acumulación discontinua de pequeños cantos y gránulos, atribuible a un pavimento de deflación.

FIG. 5.—A) Train of high-index aeolian ripples preserved on top of type «a» low-angle deposits. B) Isolated aeolian ripple located on top of type «b» low-angle deposits. The overlying «a» deposits are eroded by water laid sediments. A clear, groove-like feature is observed in the contact. C and D) Type «b» sets showing and alternance of finer and coarser sand laminae, some granule-rich horizons and granule to coarse sand ripples. In C, note the convex upward laminae representing ripple forms. The discontinuous, one-pebble-thick horizon visible in the lower part of the photo D is interpreted as a deflation lag.



En ocasiones, los *bottomsets* de las láminas gradan insensiblemente a facies de tipo «a». El segundo tipo de depósito se presenta en forma de «cuñas» de arena media, las cuales se intercalan de forma aislada entre las láminas anteriormente descritas (Figs. 6B, 6C y 6D). La mayoría de estas «cuñas» no alcanzan la base de los *sets*, adelgazándose considerablemente en esta dirección. Su contacto inferior es curvo y erosional.

Estas facies se interpretan como depósitos de dunas eólicas de pequeño tamaño. Las láminas relativamente continuas y paralelas de menor granulometría, con *bottomsets* bien desarrollados, se interpretan como depósitos de *grain fall*, mientras que las cuñas discontinuas de mayor granulometría se atribuyen a depósitos de *sand flows* (HUNTER, 1977, 1981; KOCUREK y DOTT, 1981). Esta facies difiere de otras semejantes de origen fluvial (Sp) por la ausencia de cantos dispersos en sus láminas y por el predominio de los depósitos del tipo *grain fall* sobre los de *sand flow*, que además presentan una marcada discontinuidad lateral (BUCK, 1985; HUNTER, 1985).

Otra facies relativamente común son los pavimentos de cantos originados por deflación (facies DL de CLEMMENSEN y ABRAHAMSEN, 1983). Estos están representados por horizontes de gránulos y pequeños cantos, de hasta 2 cm de diámetro, que se localizan a techo de los depósitos fluviales (Fig. 7). Dichos horizontes están formados por una sola pasada o por una acumulación de cantos que no sobrepasa los 3 cm de espesor y que se disponen, con un contacto basal gradacional, tapizando una superficie relativamente plana y muy continua lateralmente. Los clastos pueden aparecer en contacto unos con otros o aislados (Figs. 7B y 7C) y suelen mostrar un claro facetado eólico y patinas rojizas o negruzcas.

Aunque su identificación resulta más problemática, las estructuras eólicas de adhesión también podrían estar presentes. Estas, actualmen-

FIG. 6.—Facies eólicas de alto ángulo interpretadas como depósitos de dunas eólicas. Las «cuñas» arenosas discontinuas observables en las fotos B, C y D, se atribuyen a depósitos de *sand-flows*. Estos se intercalan entre láminas relativamente continuas y con *bottomsets* fuertemente tangenciales (B y C) interpretadas como depósitos de *grain fall*. La mayoría de las láminas son cóncavas, pero en algún caso muestran una morfología convexa. En la foto A, las facies de alto ángulo descansan bajo otras de bajo ángulo del tipo «b», que a su vez quedan erosionadas por depósitos acuosos.

FIG. 6.—High-angle aeolian facies interpreted as dune deposits. The discontinuous and coarser grained sandstone «wedges» shown in photos B, C and D, are attributed to sand-flow processes. These wedges are intercalated between finer grained and more continuous laminae, which display strongly tangential bottomsets and are interpreted as result of grain-fall processes. Note that most of the foresets are concave downwind, although convex foresets are also present (A). These deposits are overlain by type «b» low-angle aeolian facies, which are in turn erosively overlain by water laid sediments (photo A).



te en estudio, parecen desarrollarse muy localmente en algunos niveles arenosos, de 1 a 3 cm de espesor, intercalados entre lutitas (Fig. 3). Dichos niveles presentan una laminación ondulosa, horizontal o inclinada, similares a las descritas por HUNTER (1980) y KOCUREK y FIELDER (1982).

Secuencias verticales de facies y paleocorrientes

Las facies descritas se ordenan en una serie de secuencias verticales de 15 cm a 2 m de espesor, constituidas por tres términos ideales: 1) superficie de erosión basal, 2) depósitos fluviales, 3) depósitos eólicos. Algunas de estas secuencias muestran una ligera tendencia granodecreciente de base a techo (Figs. 3 y 8).

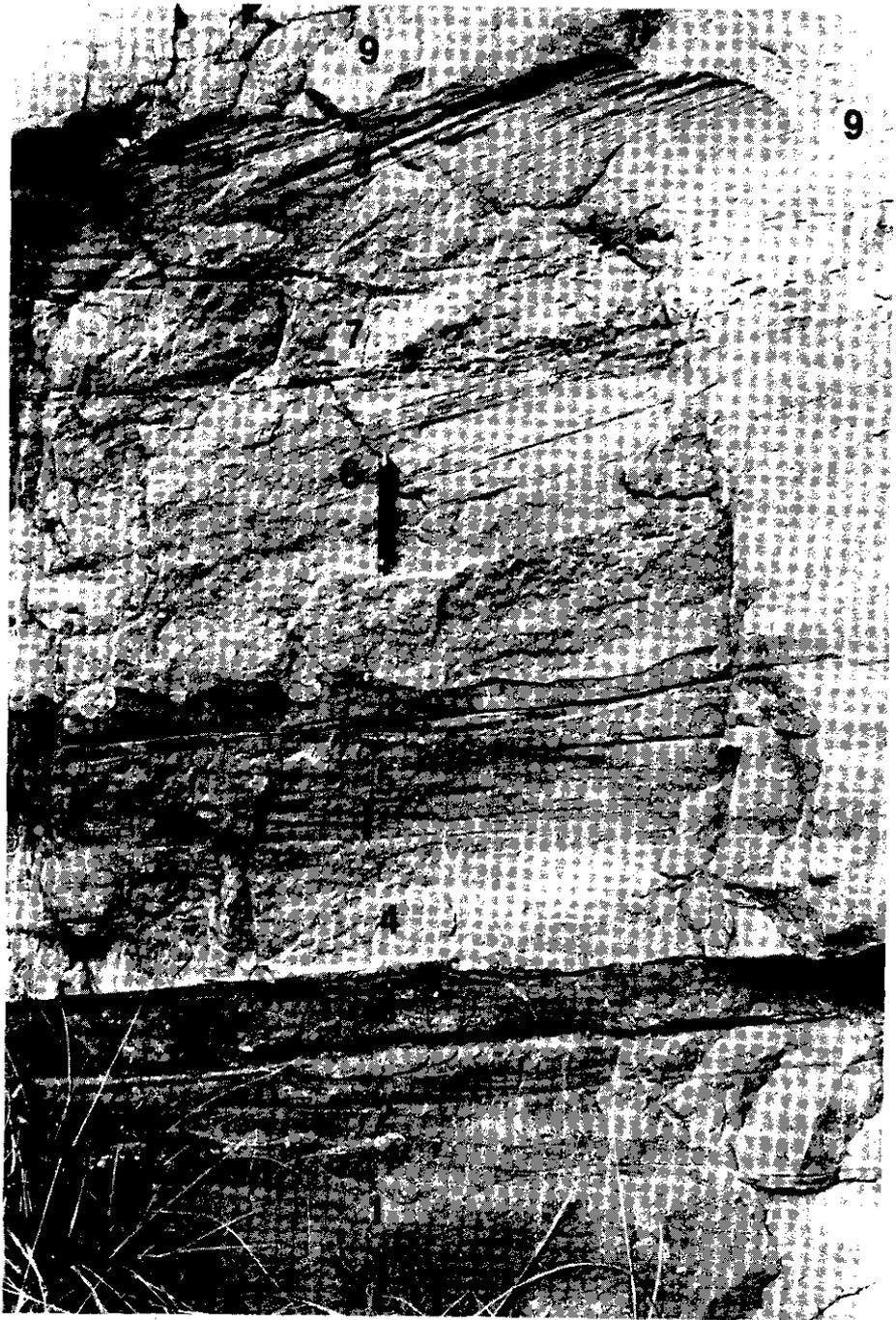
La superficie erosiva basal, por lo general poco irregular y de morfología plana o suavemente curvilínea, aparece en ocasiones tapizada por pavimentos muy discontinuos de cantos lutíticos y/o de cuarzo. Muy localmente estos últimos se asocian a pequeños *grooves*, de 1 a 3 cm de profundidad, desarrollados de forma preferente sobre facies eólicas de bajo ángulo, lo que evidencia, al menos puntualmente, un cierto grado de cohesividad de estos materiales frente a la erosión acuosa (GLENNIE, 1970, p. 39). Asimismo, en algún caso (Fig. 8), dicha superficie muestra relieves convexos, de márgenes abruptos y de hasta 30 cm de altura, que aislan remanentes de pequeñas dunas eólicas.

Generalmente, el término fluvial suprayacente, de 0,15 a 0,70 cm de espesor, está exclusivamente constituido por *cosets* de la facies St, aunque también se han observado ordenaciones secuenciales del tipo St-Ss, St-Sr, St-Sr-Fm, Sp-Sr, Sp-Sr-Fm y Sh-St. Todas ellas sugieren un paulatino amortiguamiento en el tiempo de la intensidad de la corriente.

El término eólico superior es el que presenta mayor variabilidad, ya que puede estar ausente (definiendo secuencias del tipo 1 en la Figura 3) o estar formado por diferentes asociaciones de facies. Estas, que acostumbran a descansar sobre una superficie de deflación desarrollada a techo de las facies fluviales, están representadas por:

FIG. 7.—A) Pavimento de deflación desarrollado a techo de depósitos fluviales e inmediatamente por debajo de facies eólicas de bajo ángulo. Estos pavimentos están formados por acumulaciones de cantos, que en planta pueden presentarse aislados (B) o en contacto mutuo (C). Nótese la presencia de bioturbación (B) y el claro facetado eólico de algunos cantos (C).

FIG. 7.—Deflation lag developed on top of fluvial deposits along the contact with the overlying low-angle aeolian facies. Views of deflation surfaces are given in photos B and C. The clasts may be isolated or in contact, and some of them display ventifact features. Note also the presence of bioturbation (B).



- Facies de bajo ángulo con predominio de las de tipo «b» sobre las de tipo «a», esta última en ocasiones inexistente. Esta asociación (cuya presencia caracteriza las secuencias de tipo 2; Figura 3) constituye horizontes relativamente continuos, de 5 a 15 cm de espesor. Su génesis se relaciona con una baja tasa de acreción eólica sobre la llanura aluvial, a causa del predominio de los procesos de deflación.
- Facies de bajo ángulo del tipo «a», con ocasionales intercalaciones de pequeñas dunas eólicas y de facies del tipo «b». Constituye horizontes continuos de 30 a 50 cm de espesor (secuencias del tipo 3, Figura 3). Su presencia se interpreta como el resultado del predominio de los procesos de acumulación eólica sobre los de deflación.
- Alternancia similar a la anterior, pero con esporádicas intercalaciones de facies acuosas del tipo Fm y Ss, facies eólicas de adhesión y algunos pavimentos de deflación. El conjunto, que puede llegar a alcanzar más de un metro de espesor, se originó durante períodos de acumulación eólica, temporalmente interrumpidos por aportes acuosos de pequeña magnitud y por episodios de intensa deflación (secuencias del tipo 4; Figura 3).

Las paleocorrientes observadas en las facies fluviales difieren ligeramente de las observadas en las facies eólicas (Fig. 3). Las primeras se orientan preferentemente hacia el SE y en ocasiones hacia el S-SSO, mientras que las segundas lo hacen hacia el SSO y NNE, indistintamente. Ello sugiere que las corrientes eólicas experimentaban frecuentes cambios de sentido, actuando sobre la llanura aluvial en una dirección aproximadamente perpendicular a la de los flujos acuosos y en ocasiones paralelamente a ellos.

INTERPRETACION DEL MEDIO DE SEDIMENTACION

La morfología tabular o en cualquier caso poco acanalada de los depósitos fluviales, así como su escasa potencia y su asociación a facies eólicas, sugiere que dichos depósitos se originaron a partir de flujos de crecida no confinados y altamente episódicos o efímeros.

FIG. 8.—Aspecto de las secuencias fluvio-eólicas en los afloramientos. 1, 4, 6, 7 y 9: depósitos acuosos; 2, 3 y 5: facies eólicas de bajo ángulo; 8: duna eólica lateral y verticalmente erosionada por depósitos acuosos.

FIG. 8.—Outcrop view of the fluvio-aeolian sequences. 1, 4, 6, 7 and 9: water-laid deposits; 2, 3 and 5: low-angle aeolian facies; 8: aeolian dune eroded by water-laid deposits.

Sedimentos actuales de este tipo han sido estudiados en diversas regiones áridas o semiáridas (McKee et al., 1967; Glennie, 1970; Williams, 1971; Karz, 1972; Picard y High, 1973; Parkash et al., 1983; Sneh, 1983; Stear, 1985).

En particular, la asociación de facies fluviales aquí descrita es muy similar a la originada durante períodos de crecida en las corrientes arenosas efímeras localizadas en las cuencas endorreicas de Australia central, al oeste del *playa lake* de Eyre y del desierto de Simpson (Williams, 1971). Estas regiones son de clima árido, con una precipitación media anual inferior a los 250 mm y distribuida de forma muy irregular. Por ejemplo, las precipitaciones que originaron los depósitos de crecida estudiados se produjeron en tan solo tres días, alcanzando valores de 120 a 350 mm. Durante este período, en las principales corrientes el agua alcanzó profundidades de 2 a 6 m y velocidades medias de 1 a 3 m/seg, ocupando localmente una anchura de varios kilómetros. En la mayoría de las áreas inundadas, tras la crecida, los megaripples de crestas sinuosas constituían la principal forma preservada, cubriendo el 30-40 por 100 de la superficie deposicional. Las barras arenosas representaban el 20 por 100, los ripples el 25-30 por 100 y los *plane beds* de alto régimen un porcentaje inferior al 5 por 100. Esta última forma de lecho, junto a los megaripples y las barras longitudinales (facies Sh, St y Sp) se desarrollaron durante el apogeo de la crecida. Las barras transversales y linguoides (facies Sp) en las primeras etapas de recesión de la crecida y los ripples (facies Sr) durante etapas posteriores. En líneas generales, salvo en el caso de la facies Sh, la sucesión de facies producida al declinar la energía de la corriente mostraba un descenso progresivo de su granulometría. Los escasos gránulos y pequeños cantos existentes, se localizaban en los megaripples y barras. Las lutitas (facies Fm), poco frecuentes, se restringían a zonas donde las aguas quedaron temporalmente encharcadas tras la inundación, a pesar de que durante la crecida las aguas transportaban grandes cantidades en suspensión. Estos materiales, como sucede en nuestro caso (Fig. 1B), fueron depositados, corriente abajo, en amplias llanuras de inundación distales (*floodflats*).

Debido al carácter altamente episódico de este tipo de inundaciones, la arena recién depositada en la llanura aluvial, una vez seca, puede ser fácilmente removilizada por la acción eólica (Glennie, 1970). Sin embargo, aunque este fenómeno puede actuar durante un lapso de tiempo relativamente prolongado, no acostumbra a desarrollar campos de dunas, ya que la tasa de acreción eólica sobre la llanura aluvial no es lo suficientemente alta para compensar los efectos removilizadores de la siguiente inundación (Sneh, 1983). Bajo estas condiciones, las únicas acumulaciones eólicas que pueden desarrollarse serán *sand sheets* o *serirs* (Bagnold, 1954; McKee y Tibbitts,

1964). Los depósitos del tipo citado en primer lugar han sido detalladamente descritos por FRYBERGER et al. (1979 y 1983) en áreas marginales a campos de dunas, aunque, como los mismos autores señalan, también pueden desarrollarse independientemente a ellos. La topografía de estas acumulaciones es en general plana, aunque localmente pueden detectarse montículos de escaso relieve, más o menos aislados. El régimen deposicional se caracteriza por una compleja alternancia, tanto en el espacio como en el tiempo, de períodos en los que predomina la acumulación, con otros en los que domina la deflación. La estructura interna de los depósitos está dominada por las facies de bajo ángulo, tanto del tipo «a» como del tipo «b», entre las que pueden intercalarse facies de alto ángulo, formadas en pequeñas dunas parabólicas o en montículos desarrollados detrás de matorrales. Según McKEE y TIBBITTS (1964), los *serirs* presentan unas características comparables a los *sand sheets*, aunque a partir de las descripciones efectuadas por estos autores parece que el término se aplica a vastas llanuras aluviales intensamente retocadas por procesos de deflación, los cuales predominan sobre los de acumulación.

En nuestro caso, las asociaciones de facies eólicas que definen las secuencias del tipo 3 y 4 (Fig. 3) pueden asimilarse a depósitos de *sand sheet*, mientras que las asociaciones localizadas a techo de las secuencias del tipo 2 pueden atribuirse a depósitos de *serir*, si utilizamos este término para designar una forma morfológica dominada por los procesos de deflación eólica. La preservación de ambos tipos de depósitos a techo de las secuencias fluviales no resulta sorprendente si tenemos en cuenta que dichos depósitos son relativamente resistentes a la erosión acuosa y que entre dos avenidas sucesivas puede asistirse a un desplazamiento lateral del eje del sistema fluvial y, por consiguiente, de su máxima capacidad erosiva (GLENNIE, 1970). La inexistencia de depósitos eólicos en el caso de las secuencias del tipo 1 (Fig. 3) podría reflejar su retrabajamiento durante una avenida posterior o una sucesión de avenidas fluviales, lo suficientemente próximas en el tiempo como para impedir la actuación prolongada de los fenómenos eólicos. En conjunto, las secuencias descritas en este trabajo son relativamente similares a las citadas por GLENNIE (1970) y SNEH (1983, ver su Fig. 12), y ligeramente diferentes a las descritas en el Plio-Cuaternario de Teruel por CARRILLO y GISBERT (1979), ya que en este caso los depósitos acuosos están poco desarrollados.

CONSIDERACIONES FINALES

En el apartado anterior hemos sugerido un modelo deposicional basado en la comparación con depósitos de zonas áridas o semiáridas

actuales. Sin duda, en estas zonas, la inexistencia de una cobertera vegetal importante, tanto en las cuencas de drenaje como en las llanuras aluviales, favorece un régimen fluvial de fuertes y episódicas avenidas, así como el posterior retrabajamiento eólico de sus depósitos. De acuerdo con los datos de PARRISH et al. (1982; Fig. 2), la comparación parece adecuada para las series estudiadas, ya que durante el Triásico inferior la mayor parte de la Península se localizaba en un área de precipitaciones moderadamente bajas. Sin embargo, este hecho no significa que en otras épocas geológicas el tipo de secuencias fluvio-eólicas descritas en este trabajo sean exclusivas de regiones caracterizadas por el tipo de clima citado. A este respecto conviene recordar que SCHUMM (1968) ha señalado que con anterioridad a que una vegetación moderna colonizara las cuencas de drenaje(lo que no sucede hasta el Cretácico) la situación en muchos valles fluviales sería similar a la de las actuales regiones semiáridas. Por esta razón, es muy posible que, en el futuro, secuencias similares a las aquí descritas puedan identificarse en muchas de las llanuras aluviales arenosas desarrolladas durante el Paleozoico y Mesozoico inferior, siempre que éstas no se hayan formado en regiones de clima marcadamente húmedo. Bajo estas condiciones, la frecuencia de las crecidas sería demasiado elevada para que los procesos eólicos pudieran actuar durante períodos significativos de tiempo.

Por otra parte, conviene recordar que secuencias similares a las descritas también han sido citadas en depósitos marginales de *ergs* (FRYBERGER et al., 1979, 1983; CLEMMENSEN y ABRAHAMSEN, 1983) y que, por consiguiente, su identificación y estudio puede, en ciertos casos, ayudar a predecir la posición de este tipo de acumulaciones arenosas, cuyo potencial como rocas almacén de hidrocarburos es sobradamente conocida.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer las sugerencias efectuadas sobre el terreno por parte de los doctores L. Clemmensen, D. Mader y F. Colombo, así como la colaboración del señor J. M. Ros y de la señora R. M. Castellanas en la elaboración de la parte gráfica y en el mecanografiado de este trabajo, respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- ADELL, A. (1974): *Estudio petrológico y geoquímico del Buntsandstein de los alrededores de Cervelló (Barcelona)*. Tesis de Licenciatura del Dpt. de Petrología i Geoquímica de la Universitat de Barcelona, 110 págs., inédita.

- BAGNOLD, R. A. (1954): *The physics of blown sand and desert dunes*. Chapman and Hall., 265 págs.
- BROOKFIELD, M. E. (1980): Permian intermontane basin sedimentation in southern Scotland. *Sed. Geol.*, 27, 167-194.
- BUCK, S. G. (1985): Sand-flow cross-strata in tidal sands of the Lower Greensand (Early Cretaceous) Southern England. *Jour. Sed. Petrol.*, 55, 6, 895-906.
- CARRILLO, L., y GISBERT, J. (1979): Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo «wadi» en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). *Bol. Geol. Min.*, XC-IV, 329-332.
- CLEMMENSEN, L. B. (1978): Alternating aeolian, sabkha and shallow-lake deposits from the Middle Triassic, Gipsdalen Formation, Scoresby Land, East Greenland. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 36, 125-153.
- CLEMMENSEN, L. B. (1979): Triassic lacustrine red-beds and palaeoclimate: The «Buntsandstein» of Helgoland and the Malmros Klint Member of East Greenland. *Geol. Rundschau.*, 68, 2, 748-774.
- CLEMMENSEN, L. B., y ABRAHAMSEN, K. (1983): Aeolian stratification and facies associations in desert sediments, Arran Basin (Permian) Scotland. *Sedimentology*, 30, 3, 311-340.
- FRYBERGER, S. G.; AHLBRANDT, T. S., y ANDREWS, S. (1979): Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian «sand sheet» deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado, *Jour. Sed. Petrol.*, 49, 733-746.
- FRYBERGER, S. G., y SCHENK, C. (1981): Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. *Sedimentology*, 28, 805-821.
- FRYBERGER, S. G.; AL-SARI, A. M., y CLISHAM, T. J. (1983): Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran area, Saudi Arabia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67, 2, 280-312.
- GLENNIE, K. W. (1970): *Desert sedimentary environments*. Developments in Sedimentology, 14, Elsevier., 222 págs.
- GLENNIE, K. W. (1972): Permian Rotliegendes of north-west Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 5, 1048-1071.
- GLENNIE, K. W.; MUDD, G. C., y NAGTEGAAL, P. J. C. (1978): Depositional environments and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK Southern North. Sea. *Jour. Geol. Soc. London*, 135, 25-34.
- GLENNIE, K. W. (1983a): Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea, *Sed. Geology*, 34, 245-265.
- GLENNIE, K. W. (1983b): Lower Permian Rotliegendes desert sedimentation in the North Sea Area. En: *Eolian Sediments and Processes* (Ed. por M. E. Brookfield y T. S. Ahlbrandt). *Developments in Sedimentology*, 38, 521-541.
- GUIMERA, J. (1978): *Estudi estructural de les zones de fractura de Garraf i de Vallcarca. Massís de Garraf*. Tesis de Licenciatura, Dpt. de Geomorfologia i Tectònica de la Universitat de Barcelona, 124 págs., inédita.
- GUIMERA, J., y SANTANACH, P. (1978): Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geol. Hisp.*, XIII, 2, 33-42.
- HAY, W. W.; BEHENSKY, J. F.; BARRON, E. J., y SLOAN II, J. M. (1982): Late Triassic-Liassic paleoclimatology of the Proto-Central North Atlantic Rift System. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 40, 13-30.
- HUNTER, R. E. (1977a): Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361-387.
- HUNTER, R. E. (1977b): Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing ripple structure, *Jour. Sed. Petrol.*, 47, 697-706.

- HUNTER, R. E. (1980): Quasi-planar adhesion stratification. An eolian structure formed in wet sand, *Jour. Sed. Petrol.*, 50, 203-266.
- HUNTER, R. E. (1981): Stratification style in some Pennsylvanian to Jurassic eolian sandstones of the western interior, U.S.A. En: *Recent and ancient non marine depositional environments. Models for exploration* (Ed. por F. ETHRIDGE y R. FLORES). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Sp. Public.*, 31, 315-329.
- HUNTER, R. E. (1985): Subaqueous sand-flow cross-strata, *Jour. Sed. Petrol.*, 55, 6, 886-894.
- KARZ, I. (1972): Sedimentary structures formed by flash floods in southern Israel, *Sed. Geology*, 7, 161-162.
- KOCUREK, G., y DOTT, R. H. (1981): Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand., *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 2, 579-595.
- KOCUREK, G., y FIELDER, G. (1982): Adhesion structures, *Jour. Sed. Petrol.*, 52, 4, 1229-1241.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1942): Tectomorfoloía del macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat, *Estudios Geográf.*, III, 7, 321-383.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1947): *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*. C.S.I.C., Inst. «Lucas Mallada», 373 págs.
- MADER, D. (1981): Genesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the western Eifel (Germany), *Sed. Geology*, 29, 1-30.
- MADER, D. (1982): Aeolian sands in continental red beds of the middle Buntsandstein (Lower Triassic) at the western margin of the German Basin, *Sed. Geology*, 31, 191-230.
- MADER, D. (1983): Aeolian sands terminating an evolution of fluvial depositional environment in Middle Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel, Federal Republic, Germany. En: *Eolian sediments and processes* (Ed. por M. E. Brookfield y T. S. Ahlbrandt). *Developments in Sedimentology*, 38, 583-612.
- MARZO, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides: estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis doctoral de la Universidad de Barcelona, 317 pp., inédita.
- MARZO, M.; CALVET, F., y otros (1985): *Guía de la excursión al Triásico de los Catalánides*. Institut d'Estudis Ilerdencs., 175 págs.
- McKEE, E. D., y TIBBITTS, G. C. (1964): Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya, *Jour. Sed. Petrol.*, 34, 1, 5-17.
- McKEE, E. D.; CROSBY, E. J., y BERRYHILL, H. L. (1967): Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965, *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 3, 829-851.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment, *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- MIALL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (Ed. por A. D. Miall), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, 597-604.
- PARKASH, B.; AWASTHI, A. K., y GOHAIN, K. (1983): Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. En: *Modern and ancient Fluvial Systems* (Ed. por J. D. Collinson and J. Lewin), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6, 337-344.
- PARRISH, J. T., y CURTIS, R. L. (1982): Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic areas, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 40, 31-66.
- PARRISH, J. T.; ZIEGLER, A. M., y SCOTese, C. R. (1982): Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 40, 67-101.
- PETTILJOHN, F. J.; POTTER, P. E., y SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstone*, 618 páginas. Springer-Verlag.

- PICARD, M. D., y HIGH, L. R. (1973): *Sedimentary structures of ephemeral streams*. En: *Developments in Sedimentology*, n.º 17, 233 págs. Elsevier.
- ROBINSON, P. L. (1973): Palaeoclimatology and continental drift. En: *Implications of continental drift to the Earth Sciences* (Ed. por D. H. Tarling y S. K. Run-corn), págs. 451-476. Academic Press.
- RUST, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. En: *Fluvial Sedi-mentology* (Ed. por A. D. Miall). *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, 605-625.
- SCHUMM, S. A. (1968): Speculations concerning paleohydrologic controls of terres-trial sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, 1573-1588.
- SNEH, A. (1983): Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Jour. Sed. Petrol.*, 53, 4, 1271-1279.
- SOLÉ SUGRAÑES, LI.; SOLÉ SABARIS, LI.; OBRADOR, A.; MARQUÉS, M. A., y MEDIALDEA VEGA, J. C. (1975): *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hojas n.º 420 y 448 (Hospitalet de Llobregat y Prat de Llobregat)*. I.G.M.E. Madrid.
- STEAR, W. (1985): Comparison of the bedform distribution and dynamics of moder-n and ancient sandy ephemeral flood deposits in the Southwestern Karoo region, South Africa, *Sed. Geol.*, 45, 209-230.
- TUCKER, M. E., y BENTON, M. J. (1982): Triassic environments, climates and rep-tile evolution. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 40, 361-379.
- VIRGILI, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXIX, 856 págs.
- WILLIAMS, G. E. (1971): Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of Central Australia. *Sedimentology*, 7, 1-2, 1-40.