Asociación Argentina de Sedimentología
AAS Revista vol. 5 (1998) n° 1: 21-40.

ISSN 0328-1159

Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos de dunas intermontanas.

*Alfonsina TRIPALDI * #; Carlos O. LIMARINO * #; Alberto T. CASELLI *, Laura I. NET * # y Mariana L. GAGLIARDO**

* *Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón II – Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, República Argentina.*

CONICET. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Resumen. Se presenta el estudio sedimentológico de arenas eólicas depositadas en la depresión intermontana de Lomas de La Estancia (provincia de La Rioja). El campo eólico resulta el remanente de una extensa cubierta (holocena temprana ?) de dunas transversales con crestas alineadas con azimut variable entre 55° y 70° y dirección de vientos predominante desde el noroeste. En la actualidad, el área presenta un clima árido seco, con escasas precipitaciones y distribución bimodal de vientos (noroeste y sudeste).

Las investigaciones incluyeron el estudio textural de 76 muestras correspondientes a cinco unidades geomórficas: 1) dunas, 2) hoyos y canaletas de deflación, 3) manto eólico, 4) interdunas y 5) depósitos de retrabajo fluvial. El valor de media granulométrica obtenido para las dunas fue de 2,03 ϕ, resultando moderadamente bien seleccionadas y con asimetría positiva. Dentro de las formas producidas por deflación fueron reconocidos dos tipos principales. Por un lado, las aquí denominadas canaletas de deflación ("trough blowouts"), ubicadas preferentemente en la parte media de la cara de barlovento, y, por el otro, los hoyos de voladura ("saucer blowouts"), emplazados próximos a las crestas. Ambas formas deflacionarias, analizadas en conjunto, presentan una media algo más gruesa que las dunas (1,92 ϕ), mejor selección y distribuciones simétricas. En lo que respecta a la unidad referida como manto eólico, muestra menor granulometría (Md = 2,19 ϕ), moderada selección y marcada asimetría positiva.

Las interdunas aquí descriptas son áreas planas, elongadas en forma paralela a las crestas de las dunas y compuestas por material limoarcilloso, muy pobremente seleccionado. Genéticamente, esta unidad de muestreo estaría vinculada a los canales de retrabajo fluvial y exhibe valores de media y selección similares a las dunas, aunque claramente se diferencia de ellas en los valores del percentil del 1%.

Los resultados obtenidos en los análisis granulométricos permitieron elaborar un modelo de dinámica sedimentaria, el que claramente indica que los parámetros texturales reflejan no sólo los mecanismos de transporte y depositación, sino también los procesos deflacionarios sobreimpuestos. Por otro lado, no existen diferencias significativas entre los valores de media, selección y asimetría obtenidos en este trabajo y los correspondientes a grandes "mares de arena".

Palabras clave: Sedimentación eólica, Dunas, Hoyos de voladura, Pleistoceno.

Key words: Aeolian sedimentation, Dunes, Blowouts, Pleistocene.

EXTENDED ABSTRACT

Sedimentological characteristics of an aeolian intermontane field located in the Lomas de la Estancia, La Rioja Province, northwest Argentina are analized (Figs. 1 and 2).The aeolian field includes five geomorphic units: 1)

dunes, 2) interdunes, 3) blowouts, 4) aeolian sand sheets and 5) fluvial-reworked deposits (Table 1). Grain size distribution of each unit was achieved by dry sieving into ¼ phi fractions for sizes > 53 µm, and pipette analysis for sizes < 53 µm.

Dune deposits correspond to transversal dunes, mostly composed of moderately well sorted fine and very fine sands (Table 3). These sands are positively skewed with scarce material finer than 56 µm (1,71% in average). At the present time, dunes are "frozen" and deflationary features have begun to develop in different parts of the dune profile.

The blowout unit comprises two major deflationary features: saucer blowouts (here named "hoyos de voladura") and trough blowouts (here named "canaletas de deflación"). Both are formed by fine and medium sands with modal size of 1,85 ϕ, exhibiting good to very good sorting with symmetrical distributions (SKI = 0,08, Table 4).

A small active aeolian sand sheet appears in the northeast of the studied area. It forms a flat to gently undulating topography that includes sand shadows, small gozes and different types of aeolian ripples. Mean grain size ranges from 1,97 ϕ to 2,38 ϕ and bulk samples are moderately sorted (Table 5). Interdunes form narrow muddy plains parallel to the toe of the dunes. They are much fine-grained than dunes and sand sheets accumulations, with a mean grain size of 4,22 ϕ, and very poorly sorted (Table 6).

Two small ephemeral fluvial channels appear in the north-northeast of the aeolian field. They show a grain size distribution similar to the dune and blowout deposits, with intermediate sorting and variable amounts of fine sediments (0,95% to 5,00 %, Table 7).

The textural characteristics of the whole dune field show similar mean, mode, sorting and skewness than aeolian sand seas studied by different authors (Table 8 and Fig. 4). The main difference appears in the high proportion of fine material (finer than 53 µm) found in the aeolian sand sheet, which is interpreted as supplied from the closely associated alluvial plain.

As far as the different deflationary forms (saucer and trough blowouts) are concerned, they are interpreted as originated by differential acceleration of the airflow along the windward slope (Fig. 7). In particular, trough blowouts would be produced by a flow acceleration corresponding to the area of maximum compression on the lower slope, while saucer blowouts would correspond to an increased erosion in the crestal region. In both cases, the very good sorting and symmetrical distributions must be interpreted as a consequence of the differential deflation of fine sediments (Fig. 6c).

Environmental conditions favouring accumulation in the active sand sheet were not suitable for dune development. Three major causes are considered: 1) presence of vegetation that produce multidirectional surface airflow, 2) periodic flooding with reworking of dune sand, and 3) surface cementation in the alluvial plains that limits the quantity of loose sands available for dune building.

Finally, an evolutionary model is proposed for the Lomas de La Estancia aeolian field (Fig. 10). It comprises three major stages: 1) during very arid conditions, dunes would move through the intermontane valley forming large aeolian fields dominated by transversal dunes (Late Pleistocene-Early Holocene?); 2) with a small climatic change, the sand sheet becomes the principal depositional area and dune development is inhibited (present conditions); and 3) if the climate changes to humid conditions, dune and sand sheet deposits would be "frozen" and they will probably be subjected to deflationary processes and fluvial erosion.

INTRODUCCIÓN

Bajo condiciones climáticas áridas y semiáridas las arenas eólicas contribuyen significativamente al volumen total de sedimentos depositados en cuencas intermontanas. Allí conforman conspicuos depósitos, estrechamente asociados a facies fluviales, constituyendo una parte esencial del relleno sedimentario. A pesar de su importancia y amplia extensión regional, sólo las arenas eólicas vinculadas a grandes desiertos ("sand seas") han sido estudiadas en forma exhaustiva. Lo dicho parece ser la consecuencia, por un lado, de la mayor magnificencia de los grandes desiertos, donde los procesos eólicos son ampliamente dominantes y pueden ser estudiados con mayor comodidad. Por otro lado, este hecho podría deberse a la errónea tendencia de considerar a las eolianitas de valles como elementos accesorios de estos ambientes.

En particular, existen dos aspectos críticos para el conocimiento de las acumulaciones eólicas en valles que hasta el presente han merecido escasa atención: 1) la identificación y caracterización textural de los diferentes subambientes de los sistemas eólicos intermontanos y 2) los cambios postdepositacionales, tanto desde el punto de vista textural como geomórfico, que tienen lugar durante períodos de deflación del campo eólico. Con respecto al primero de los puntos citados, algunos progresos se han logrado en los últimos años al estudiar los depósitos de "interacción fluvial-eólica" en ambientes semidesérticos (véase Langford, 1989a y b; Purvis, 1991). Estos trabajos han resaltado la importancia de la actividad eólica en la acumulación de sedimentos e inclusive en la modificación de los sistemas fluviales. En lo concerniente al segundo de los aspectos señalados, debe tenerse en cuenta que los campos eólicos de ambiente intermontano son mucho más sensibles y responden más rápidamente a cambios climáticos que los grandes desiertos. Lo dicho hace que las características finales del depósito sean la resultante, no sólo de períodos de actividad del campo eólico, sino también de los procesos desarrollados durante los intervalos de no depositación y deflación de la cubierta arenosa.

El objeto de este trabajo es contribuir al mejor conocimiento de los subambientes, parámetros granulométricos y procesos deflacionarios en arenas depositadas por el viento dentro de un típico ambiente intermontano. Específicamente, se presenta aquí el estudio sedimentológico de una reducida faja eólica ubicada en las inmediaciones de Lomas de la Estancia, provincia de La Rioja (Figs. 1 y 2).

El ejemplo estudiado conforma el remanente de una extensa cubierta eólica reciente (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano?) que ha sido parcialmente erosionada por la acción fluvial, y que se desarrolla en forma discontinua cubriendo buena parte de los valles de la región. En la actualidad, el campo de dunas permanece inactivo ("congelado") en lo que se refiere a la migración de macroformas, y la dinámica eólica se circunscribe a la migración de óndulas sobre las caras de barlovento y sotavento de las dunas. La inactividad de las macroformas se pone de manifiesto por el desarrollo de vegetación que las estabiliza, por la presencia de grandes áreas de deflación y por la erosión fluvial a la que está sometido el campo de dunas. Específicamente, procesos de deflación han comenzado a desarrollarse preferentemente cerca de la cresta y sobre la pendiente de barlovento, formando hoyos y canaletas de deflación distribuidos, principalmente, en determinados sectores del campo de dunas. Este hecho ha proporcionado una buena oportunidad para analizar cómo dichos procesos de deflación modifican los parámetros granulométricos de las arenas aquí estudiadas.

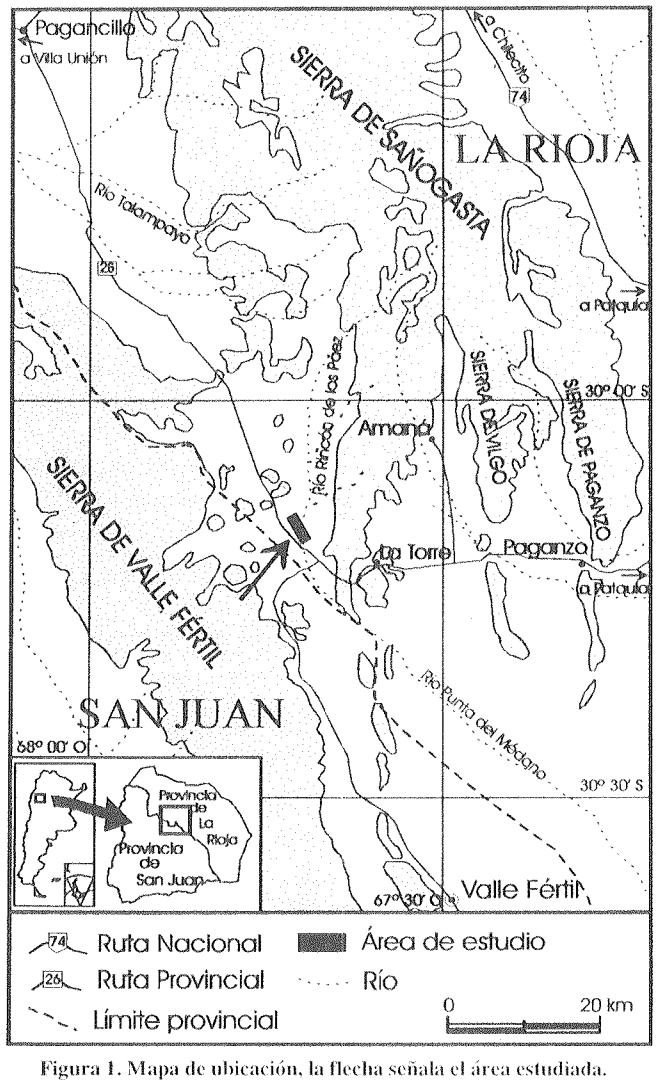

Figura 1. Mapa de ubicación, la flecha señala el área estudiada.
Figure 1. Location map, arrow shows the study area.

METODOLOGÍA

Un total de 80 muestras, correspondientes a 5 unidades geomórficas reconocidas dentro del campo eólico fueron estudiadas para este trabajo (Tabla 1). Las distintas unidades muestreadas corresponden a: 1) dunas, 2) interdunas, 3) hoyos y canaletas de deflación, 4) mantos eólicos y 5) depósitos de retrabajo fluvial (Fig. 2). En el ambiente de dunas (35 muestras) se efectuaron un total de 5 cortes transversales con el objeto de observar la variación de los principales parámetros granulométricos desde el margen inferior de la cara de barlovento hasta la base de la cara de sotavento, e incluyendo la cresta. El muestreo de dunas incluyó tanto a poblaciones superficiales (30 muestras) como no superficiales (5 muestras). Las primeras fueron obtenidas para evaluar el efecto de las modificaciones producidas durante el período de "congelamiento" (principalmente deflacionario) del campo de dunas; las segundas fueron tomadas con el fin de obtener los parámetros granulométricos originales.

En el caso de los hoyos y canaletas de deflación, se procesaron 15 muestras de superficie, correspondientes tanto a la base como a las paredes laterales de los hoyos. En lo que respecta a las interdunas (7 muestras), mantos eólicos (14 muestras) y depósitos de retrabajo fluvial (9 muestras), fueron obtenidas muestras de superficie en diferentes sectores del campo eólico.

Un peso aproximado de 110 gramos por muestra fue analizado mediante tamizado seco en Ro-Tap durante 20 minutos. Teniendo en cuenta la buena selección de las arenas estudiadas, fueron empleados tamices espaciados a escala raíz cuarta de dos. En lo que respecta la fracción limoarcilla, ésta fue estudiada empleando el método de la pipeta (Galehouse, 1971). Se ha preferido calcular los principales parámetros estadísticos texturales asumiendo a las distribuciones granulométricas como log-normales, sin descartar, sin embargo, que la utilización de distribuciones log-hiperbólicas (Barndorff-Nielsen et al., 1982) puedan ser empleadas con éxito en este tipo de ambientes. Esta elección ha sido motivada por dos razones: 1) el análisis de los parámetros granulométricos sobre la base de distribuciones log-normales se encuentra ampliamente extendido y 2) existe cierta controversia sobre la conveniencia del empleo de

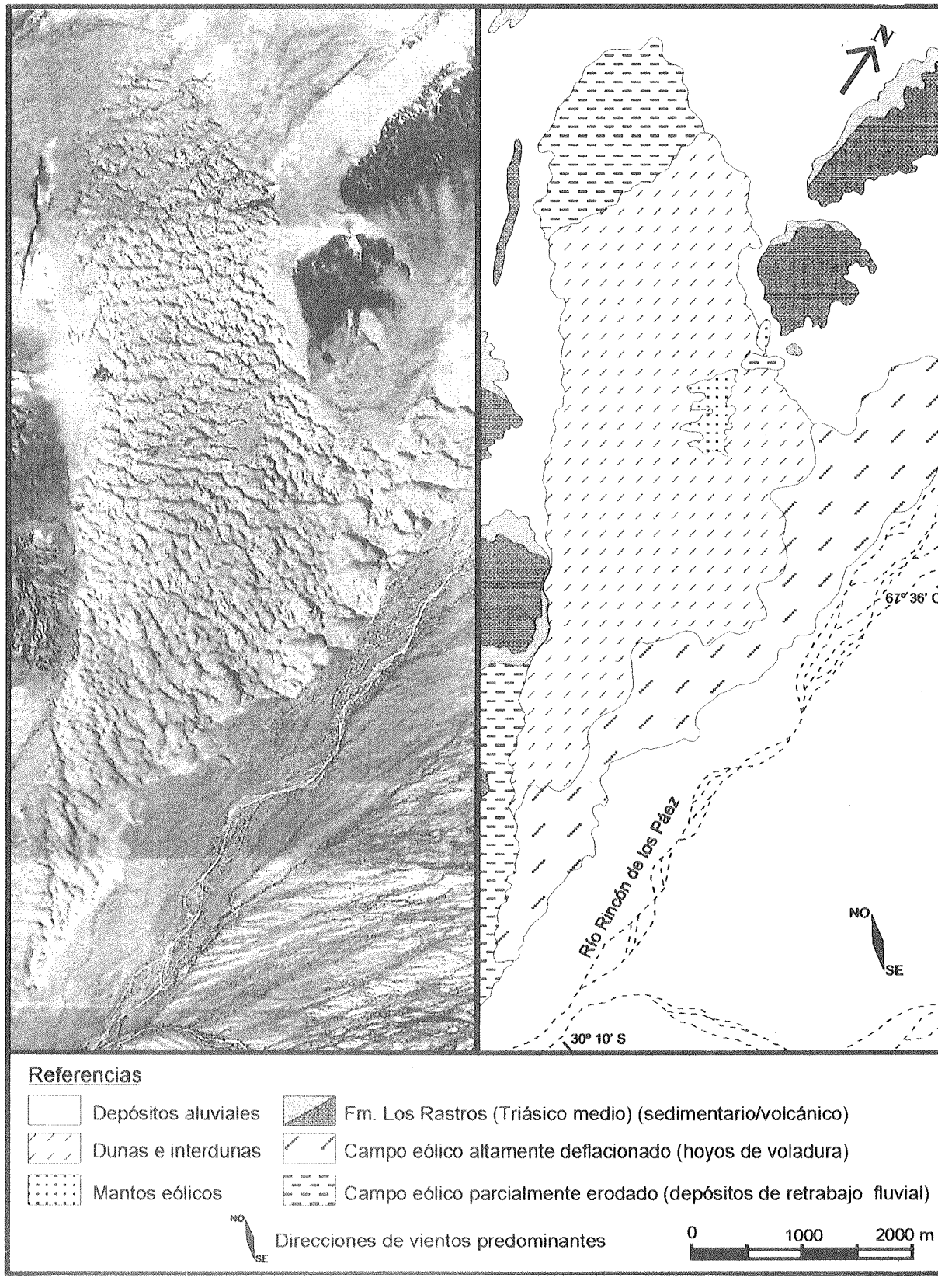

Figura 2: Principales subambientes reconocidos dentro del campo eólico.
Figure 2: Main subenvironments identified in the aeolian field.

UNIDAD GEOMÓRFICAS	EXPRESIÓN GEOMÓRFICA	PRINCIPALES PARÁMETROS TEXTURALES
DUNAS	Dunas transversales, de mediano porte, parcialmente modificadas por deflación.	Valor de media promedio en arena fina, bien seleccionadas y con asimetría positiva.
HOYOS DE VOLADURA	Dos tipos principales: 1) en artesa (subcirculares) y 2) Canaletas de deflación (alargadas).	Media promedio en arena mediana, muy bien seleccionadas y simétricas.
MANTO EÓLICO	Manto arenoso de escaso relieve ocupado por óndulas y mesoformas estacionarias.	Media promedio en arena fina, moderada selección y asimetría positiva a muy positiva.
INTERDUNAS	Áreas planas, elongadas en sentido paralelo a la cresta de las dunas.	Media en limo grueso, muy mal seleccionadas y con asimetría positiva
RETRABAJO FLUVIAL	Canales pandos que al penetrar el campo eólico pierden definición	Valores de media en arena fina y mediana, moderada selección y asimetría positiva.

Tabla 1: Características de las unidades geomórficas estudiadas en este trabajo.
Table 1: Characteristics of the geomorphic units studied in this paper.

MEDIDAS GRÁFICAS	MEDIDAS ANALÍTICAS (MOMENTOS)
Asimetría (SK_1) $(\phi_{16} + \phi_{84} - 2\ \phi_{50})/2\ (\phi_{84} - \phi_{16}) + (\phi_5 + \phi_{95} - 2\ \phi_{50})/2\ (\phi_{95} - \phi_5)$ Agudeza $(\phi_{95} - \phi_5)/2,44\ (\phi_{75} - \phi_{25})$	Media = Primer momento (Md) siendo $Md = f\ (m - u)^2\ /100$ Selección $(\sigma) = (Md)^{1/2}$ siendo $Md = f\ (m - u)^2\ /100$

Tabla 2: Fórmulas empleadas en los estudios granulométricos.
Table 2: Statistical measures employed in this paper.

distribuciones log-hiperbólicas cuando los estudios conciernen a las características texturales globales de los ambientes analizados (véase Wyrwoll & Smyth, 1988 y Christiansen & Hartmann, 1988).

Los principales parámetros estadísticos fueron obtenidos tanto por métodos gráficos como analíticos (momentos). Las fórmulas empleadas para el cálculo de la media y selección a partir de los valores del primer y segundo momento, así como las correspondientes a los cálculos gráficos son mostradas en la tabla 2. Como complemento, también fueron calculados otros parámetros tales como el percentil del 1% y la cantidad de material fino, inferior a 56 micrones. Finalmente, se efectuaron gráficos de disección de curvas (Visher, 1969), con el propósito de identificar e interpretar la existencia de distintas subpoblaciones dentro de las muestras analizadas.

NATURALEZA DEL CAMPO EÓLICO Y UNIDADES DE MUESTREO

La zona estudiada corresponde al paraje denominado Lomas de La Estancia, ubicado dentro de la extensa depresión intermontana, de unos 30 km de ancho máximo y 120 km de longitud, que se dispone entre las sierras de Sañogasta (por el este) y de Valle Fértil (por el oeste) en la porción centro sur de la provincia de La Rioja (Fig 1). Su clima es árido seco, de tipo continental, con temperaturas medias máximas anuales de alrededor de 25°C y mínimas de aproximadamente 9°C, siendo muy escasas las precipitaciones (en general, inferiores a 150 mm anuales) y bimodal la distribución de vientos (NO y SE, Servicio Meteorológico Nacional, 1986).

El campo eólico analizado está básicamente compuesto por dunas transversales, de crestas relativamente rectas, alineadas con azimut variable entre 55° y 70°, que indican dirección de vientos predominante NNO (Fig. 2).

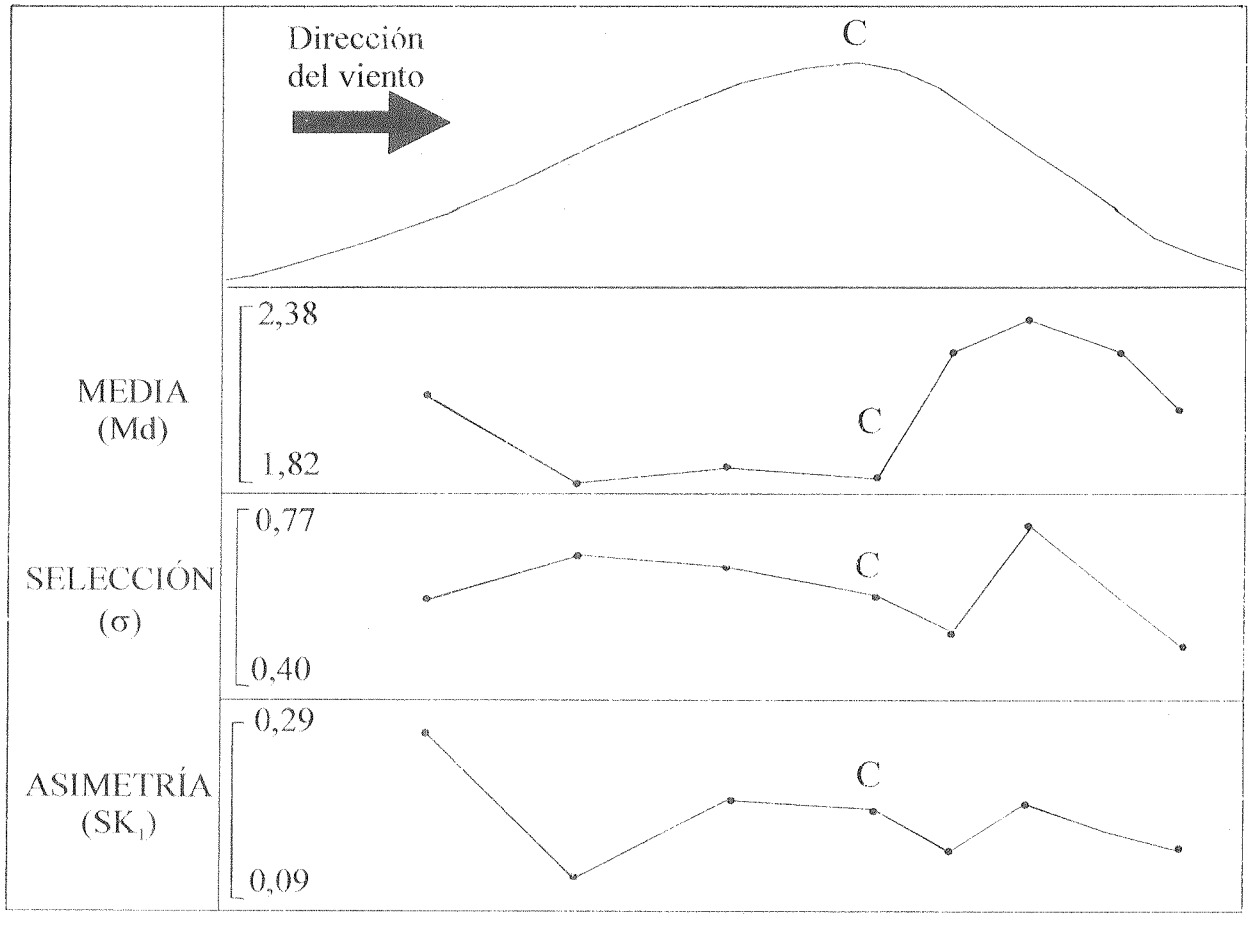

Figura 3. Variación promedio de los valores de media, selección y asimetría obtenidos en cinco cortes transversales de dunas. Obsérvese que la cara de barlovento muestra mayor tamaño de grano que la de sotavento.
Figure 3. Changes in mean, sorting and skewness obtained in five transverse sections of dunes. Note that mean grain sizes in the stoss side are coarser than in the lee side.

Una buena parte de las dunas exhibe formas erosivas producidas por deflación, principalmente hoyos de voladura (ubicados mayormente próximos a las crestas) y canaletas de deflación de formas irregulares (localizadas en la pendiente de barlovento). No han sido identificadas formas deflacionarias de significación en la pendiente de sotavento ni en el área de interduna.

El desarrollo de una escasa vegetación en la superficie de las dunas indica que las mismas se encuentran estabilizadas. En estas condiciones, la dinámica eólica se restringe a la migración de óndulas so-bre la superficie de la duna. La orientación de estas microformas es variable según la dirección del viento, en ocasiones sus crestas son coincidentes con las de las dunas, pero en otras oportunidades resultan oblicuas o aún opuestas, ascendiendo a lo largo de la cara de sotavento.

Cada una de las unidades de muestreo (Tabla 1) queda definida por una determinada expresión geomórfica y por su patrón de dinámica eólica, el cual se refleja en los diferentes tipos de formas del lecho identificadas y en sus parámetros granulométricos. A continuación, se describen brevemente cada una de estas unidades geomórficas.

Dunas.

Por sus dimensiones, se trata de dunas de mediano porte con longitudes de onda que varían entre 60 y 140 metros y alturas máximas entre 10 y 14 metros. A pesar de los procesos deflacionarios estas dunas muestran su morfología bien conservada, con superficies de barlovento tendidas y caras de sotavento con pendientes inferiores al ángulo de avalancha. Con el propósito de mensurar la variación de las características texturales a lo largo de las dunas, se han efectuado 5 cortes transversales (Fig. 3). De ellos pueden extraerse las siguientes conclusiones: 1)el mayor tamaño de grano se encuentra en todos los casos próximo a la cresta, 2) la cara de sotavento presenta, en promedio, menor granulometría que la de barlovento, 3)el tamaño de grano más fino tiende a ubicarse cerca de la base de las dunas y 4)la selección y la asimetría muestran distribuciones irregulares a lo largo de la duna y sólo pue-

de decirse que las muestras próximas a la cresta son las mejor seleccionadas y más simétricas.

Analizadas globalmente, las arenas de dunas muestran valores de media comprendidos entre 1,77 y 2,43 ϕ (media promedio 2,03 ϕ); en promedio se encuentran moderada-mente bien seleccionadas (σ= 0,58, Tabla 3), con dispersión de los valores desde muy bien seleccionadas hasta moderadamente seleccionadas. Prácticamente en la totalidad de los casos la asimetría fue positiva (SK1 = 0,20, Tabla 1), siendo escasa la cantidad de material fino (1,71% en promedio) y 1,19 ϕ el percentil del 1%.

Hoyos y canaletas de deflación.

Son aquí incluidos dos tipos mayores de formas deflacionarias: los hoyos de voladura, de formas subcirculares, y las canaletas de deflación, más alargadas. Los hoyos de voladura resultan la forma de deflación más característica del caso aquí analizado, aunque con frecuencia aparecen aislados y casi invariablemente próximos a la cresta de algunas dunas. En ocasiones se agrupan y entonces la superficie del campo eólico aparece "craterizada" en vista aérea (Fig. 2). Morfológicamente, los hoyos presentan formas subcirculares, raramente elípticas, con diámetros que varían entre 5 metros y no más de 18 metros. La diferencia de altura entre la base y techo del hoyo es proporcional a su diámetro, habiéndose registrado diferencias máximas de altura del orden de los 4 metros. Interiormente, los hoyos se encuentran des-provistos de vegetación y presentan una delgada capa de arena en tránsito, la que conforma óndulas de crestas muy sinuosas, a menudo anastomosadas. Estas óndulas migran con diseño radial ascendiendo por las paredes de los hoyos y, en ocasiones, muestran concentración de minerales pe-sados (magnetita) en la cresta de algunas óndulas. Esporádicamente, las paredes de los hoyos resultan tan empinadas que generan caras de avalancha irregulares, a lo largo de las cuales se producen flujos de granos.

Las canaletas de deflación se ubican en la superficie de barlovento de las dunas, son depresiones alargadas, aproximadamente perpendiculares a la línea de cresta de dunas, de pocos metros de ancho, hasta 1,5 metros de profundidad y de no más de 12 metros de longitud.

La existencia de formas de deflación similares a las aquí descriptas ha sido previamente considerada por Cooper (1967), Ritchie (1972) y Hesp & Hyde (1996). En particular Cooper (1967) definió dos formas básicas, denominadas "saucer blowouts" y "trough blowouts". La primera es análoga a la aquí identificada como hoyos de voladura y las "trough blowouts" muy similares a las denominadas, en este trabajo, canaletas de deflación. Por otro lado, la distribución de los tipos de formas descriptas, esto es, los hoyos de voladura próximos a las crestas y las canaletas sobre las caras de barlovento, es equivalente a la señalada por Smith (1960) y Carter et al. (1990).

N	Md	σ	SK_1	ϕ 1 %	moda	%< 53 μ
1A b	2,43	0,83	0,38	1,08	2,12	4,52
1B b	2,15	0,79	0,28	0,91	1,87	3,15
1C b	2,32	0,63	0,13	1,3	2,12	1,85
1D c	2,07	0,34	0,13	1,5	1,87	0,11
1E s	2,33	0,63	0,19	1,3	2,12	1,42
1F s	2,26	0,58	-0,01	1,05	2,12	1,40
1G s	2,41	0,77	0,22	0,78	2,12	2,65
6A b	2,00	0,75	0,08	1,07	1,62	3,27
6B b	2,14	0,74	0,85	1,2	1,62	3,40
6B b	1,93	0,59	0,11	1,19	1,62	1,50
6C c	1,77	0,41	0,09	1,12	1,62	0,28
6D s	1,96	0,59	0,12	1,19	1,62	2,08
6E s	1,90	0,51	-0,02	1,16	1,62	1,40
13A b	2,10	0,73	0,37	1,18	1,87	2,44
13B b	1,89	0,47	0,14	1,27	1,62	0,87
13C b	2,02	0,63	0,14	1,31	1,62	2,04
13D c	1,78	0,36	0,06	1,29	1,62	0,37
13E s	1,94	0,65	0,19	1,27	1,87	3,33
13F s	1,98	0,74	0,60	1,29	1,87	4,35
13G s	1,90	0,45	0,12	1,27	1,87	3,30
14A b	2,06	0,62	0,29	1,3	1,87	1,96
14B b	1,87	0,48	0,07	1,2	1,62	0,66
14C b	1,95	0,47	0,10	1,18	1,87	0,74
14D c	1,78	0,25	0,00	1,27	1,62	0,06
14E s	2,00	0,46	0,34	1,27	1,87	0,68
14F s	2,00	0,65	0,29	1,12	1,87	1,76
14G s	1,80	0,55	0,18	0,92	1,37	0,60
30A b	2,15	0,60	0,29	1,00	1,87	1,75
30B b	1,82	0,71	0,12	1,20	1,62	1,00
30C b	1,89	0,68	0,21	1,25	1,62	0,80
30D c	1,83	0,61	0,20	1,11	1,62	0,90
30E s	2,25	0,54	0,15	1,30	2,12	2,00
30F s	2,38	0,77	0,21	1,30	2,12	1,60
30G s	1,98	0,40	0,09	1,15	1,87	0,50
30H s	2,05	0,42	0,15	1,21	1,87	1,20
media	2,03	0,58	0,20	1,19	1,98	1,71

Tabla 3. Principales parámetros granulométricos estadísticos para las arenas de dunas. Referencias, Md: media, σ: selección, SK1: asimetría, ϕ 1 %: tamaño correspondiente al primer percentil, % < 53 μ: porcentaje de material inferior a 53 μ.
Table 3. Main grain-size statistical parameters for dune sands. References, Md: mean, σ: sorting, SK1: skewness, ϕ 1 % size of the 1st percentile, % < 53 μ: < 53 μ fraction.

En lo que respecta a sus parámetros texturales, tanto los hoyos de voladura como las canaletas de deflación presentan una media algo más gruesa que las dunas (1,92 ϕ), mejor selección (σ = 0,48) y menor asimetría (SK1 = 0,08). Con respecto a este último parámetro, es destacable el carácter simétrico de un buen número de las muestras analizadas, el que resulta de la muy baja concentración de material más fino que 53 μ (sólo 0,26%, Tabla 2).

Manto eólico ("sandsheet").

Se trata de un reducido manto de arena eólica, parcialmente vegetado, que se dispone cubriendo un sector

N	Md	σ	SK_1	ϕ 1 %	moda	%< 53 μ
2A	1,98	0,50	-0,02	1,10	2,12	0,19
2B	1,92	0,50	-0,02	1,00	2,12	0,24
2C	2,08	0,62	0,00	0,80	2,12	0,92
2D	2,14	0,60	-0,01	0,75	2,12	0,78
12A	1,89	0,36	0,12	1,31	1,87	0,08
12B	1,66	0,58	0,12	0,65	1,37	0,29
12C	1,85	0,55	0,11	0,85	1,62	0,41
12D	1,90	0,38	0,12	1,32	1,62	0,04
12E	1,82	0,40	0,12	1,05	1,62	0,08
12F	1,83	0,42	0,21	1,12	1,62	0,16
12G	2,06	0,37	0,03	1,48	1,87	0,03
12H	1,89	0,52	0,16	1,05	1,62	0,20
31A	1,90	0,48	0,09	1,08	2,12	0,22
31B	1,95	0,40	0,06	1,02	2,12	0,19
31C	1,88	0,51	0,06	1,02	1,87	0,11
media	1,92	0,48	0,08	1,04	1,85	0,26

Tabla 4: Principales parámetros estadísticos para arenas de canaletas de deflación y hoyos de voladura. Para referencias véase Tabla 3.
Table 4: Major statistical parameters for blowout sands. For references see Table 3.

N	Md	σ	SK_1	ϕ 1 %	moda	%< 53 μ
4a	1,97	0,81	0,46	0,82	1,62	3,14
4b	2,03	0,83	0,41	1,20	1,62	2,94
4c	2,12	0,88	0,46	0,85	1,62	3,03
4d	2,19	0,90	0,55	0,83	1,62	3,90
4e	2,13	0,90	0,27	0,80	1,62	4,04
10a	2,16	0,67	0,16	0,90	2,12	0,85
10b	2,36	0,78	0,33	1,05	2,12	1,49
10c	2,45	0,87	0,29	0,75	2,12	2,17
10d	2,12	0,92	0,27	0,48	2,12	1,51
10d'	2,38	0,81	0,29	0,88	2,12	1,91
32a	2,20	0,75	0,31	0,85	1,62	1,11
32b	2,15	0,90	0,29	0,80	1,62	2,19
32c	2,23	0,88	0,37	0,90	2,12	1,90
32d	2,20	0,77	0,35	0,78	2,12	1,90
media	2,19	0,83	0,34	0,85	1,87	2,29

Tabla 5: Principales parámetros estadísticos para arenas de mantos eólicos. Para referencias véase Tabla 3.
Table 5: Major statistical parameters for sandsheet sands. For references see Table 3.

del campo de dunas aquí analizado. Su generación está controlada por los afloramientos triásicos ubicados en el extremo NE del área estudiada. Estas exposiciones rocosas actúan como barreras, desviando los vientos provenientes del NO y creando una zona de aceleración (a modo de corredor) sobre sus laterales (Fig. 2). La topografía de esta unidad recuerda a las "sandsheet" descriptas por Fryberger et al. (1979) y Lancaster (1993), y a los "back erg" de Porter (1986) como formas de acumulación periférica a las áreas desérticas. Se trata de un manto arenoso de escaso relieve relativo (no mayor a 2 m), ligeramente ondulado y tapizado, en buena parte, por trenes de óndulas de alto índice de óndula y elevada sinuosidad de crestas. Localmente se destaca la existencia de ondas de arena de origen eólico de mediano porte. Se trata, en su mayor parte, de mesoformas estacionarias, controladas por la escasa vegetación (la que actúa como anclaje), de unos 8 m de longitud de onda y de no más de 1 m de altura, que no desarrollan cara de avalancha. Por sus características, son similares a los "gozes" descritos por Bagnold (1954) y Limarino & Martínez (1992) y resultan, probablemente, equivalentes a las ondulaciones de Chaudri & Khan (1980) y a los "zibars" estudiados por Frank & Kocurek (1996).

Además de las formas no migratorias consideradas, existen escasos cuerpos arenosos, de altura cercana a 1 m, tapizados por trenes de óndulas y no relacionados con la existencia de vegetación. Tales formas son aquí interpretadas como correspondientes a los primeros estadíos de la formación de protodunas (Kocurek et al., 1992), cuando aún no existe separación de flujo en la cara de sotavento, y el crecimiento de la onda de arena tiene lugar, mayormente, por la migración de trenes de óndulas.

La distribución granulométrica de los depósitos de manto eólico muestra algunos rasgos destacables cuando se los compara con los de dunas y con los de hoyos de voladura. Los primeros son de tamaño de grano más fino, con una media de 2,19 ϕ, resultando los peor seleccionados (moderadamente seleccionados σ= 0,83) y con asimetría marcadamente positiva. Las características texturales señaladas derivan de la proporción algo mayor de partículas de grano fino (menores a 53 μ) que muestran estos depósitos cuando se los compara con el resto de las arenas eólicas (véanse Tablas 5 y 8).

Interdunas.

Son áreas planas que se localizan entre sucesivos trenes de dunas, elongadas y paralelas a la cresta de estas megaformas, resultando por lo tanto perpendiculares a la dirección de vientos predominantes. En este sentido, las interdunas aquí consideradas son diferentes a los "corredores de interduna" descriptos en grandes desiertos, los que muestran elongación paralela (o en ligero ángulo) a la dirección de vientos predominante.

El tamaño de las áreas de interduna es variable, alcanzando un ancho máximo de 70 metros (aunque la mayoría varía entre 30 y 45 metros) y hasta 350 metros de largo. Su superficie es limoarcillosa, con muy frecuentes grietas de desecación poligonales, a menudo de diferentes órdenes. Localmente, cercanas a pequeñas depresiones en la interduna ("encharcamientos"), se observan concentraciones de barquillos de desecación, los que evidencian la

N	Md	σ	SK_1	ϕ 1 %	moda	%< 53 μ
3a	4,20	2,31	0,24	1,20	4,50	42,0
3b	4,21	2,30	0,23	1,05	4,50	45,0
3c	4,19	2,26	0,25	1,10	4,50	43,0
33a	4,15	2,30	0,23	1,10	4,50	41,0
33b	4,10	2,25	0,21	1,15	4,50	40,0
33c	4,30	2,38	0,28	1,10	4,50	48,0
33d	4,40	2,40	0,29	1,15	4,50	45,0
media	4,22	2,31	0,25	1,12	4,50	43,4

Tabla 6. Principales parámetros estadísticos para sedimentos de interdunas. Para referencias véase Tabla 3.
Table 6. Major statistical parameters for interdune sediments. For references see Table 3.

existencia de cuerpos de agua temporarios, a donde los barquillos fueron transportados por corrientes débiles.

En raros casos se ha observado la existencia de material arenoso. De estar presente, conforma pequeños mantos ("parches") de arena fina y mediana, que presentan trenes de óndulas de crestas sinuosas y anastomosadas, de claro origen eólico. Estas arenas representan material en tránsito que forma cubiertas de no más de 4 o 5 cm de espesor, sobre el sustrato limoarcilloso. Excavaciones practicadas en las interdunas demuestran que su espesor aumenta desde el pie de la pendiente de sotavento de la duna hasta la parte central de la interduna y, desde allí, disminuye progresivamente hacia la cara de barlovento de la siguiente megaforma. Otro rasgo característico de estas interdunas es la existencia de algunos niveles muy delgados de fangos calcáreos y yesíferos.

Las interdunas hasta aquí descriptas son en un todo semejantes a las consideradas por Purvis (1991), no sólo en el carácter limoarcilloso de los sedimentos que las componen, sino también en su disposición paralela a la cresta de las dunas.

Esta unidad presenta características texturales propias que la diferencian claramente de las arenas eólicas hasta aquí tratadas. Así, los valores de media se ubican dentro del limo grueso (4,22 ϕ), se encuentran muy pobremente seleccionadas (σ = 2,31) y muestran invariablemente asimetría positiva (Tabla 6).

Canales de retrabajo fluvial.

Se incluyen en esta categoría a un par de pequeños canales fluviales que penetran en el campo eólico por el margen NNE, unos pocos cursos que interconectan algunas áreas de interdunas y varios canales que han erosionado fuertemente la parte norte del campo eólico (Fig. 2). Los canales son efímeros y se desarrollan en forma paralela a los trenes de dunas, aunque únicamente en la periferia del campo eólico ya que hacia la parte central se insumen rápidamente. No superan los 9 metros de ancho, los 70 cm de profundidad y la longitud máxima medida fue de 250

N	Md	σ	SK_1	ϕ 1 %	moda	%< 53 μ
5a	1,94	0,69	0,51	-0,80	1,75	2,18
5b	2,16	0,88	0,46	0,00	1,75	5,00
5c	2,34	0,71	0,45	1,21	2,25	2,70
5d	1,97	0,65	0,14	0,08	1,75	1,30
5e	1,88	0,77	-0,03	-0,50	1,75	1,20
5f	1,80	0,75	-0,10	-0,75	1,75	1,16
5g	1,97	0,85	0,20	-0,50	1,75	1,30
5h	2,00	0,90	0,30	0,15	1,75	2,00
35	1,94	0,62	0,11	0,00	1,75	0,95
media	2,00	0,76	0,23	-0,12	1,81	1,98

Tabla 7. Principales parámetros estadísticos para arenas de retrabajo fluvial. Para referencias véase Tabla 3.
Table 7. Major statistical parameters for fluvial-reworked deposits. For references see Table 3.

U M	N	Md	σ	SK_1	ϕ1%	moda	%<53μ
D	35	2,03	0,58	0,20	1,19	1,98	1,71
HV	15	1,92	0,48	0,08	1,04	1,85	0,26
ME	14	2,19	0,83	0,34	0,85	1,87	2,29
I	7	4,22	2,31	0,25	1,12	4,50	43,4
RF	9	2,00	0,76	0,23	-0,12	1,81	1,98

Tabla 8: Síntesis de los parámetros estadísticos obtenidos para arenas de dunas (D), canaletas de deflación y hoyos de voladura (HV), manto eólico (ME), interduna (I) y retrabajo fluvial (RF). Para referencias véase Tabla 3.
Table 8: Statistical parameters for sands from dunes (D), blowouts (HV), sandsheets (ME), interdunes (I) and fluvial-reworked deposits (RF). For references see Table 3.

metros. En su interior se desarrollan pequeñas barras fluviales (exclusivamente arenosas), aunque la ma-yor parte del tiempo estos canales están secos y sujetos a la acción eólica. Es por ello que al realizar el muestreo pa-ra los estudios granulométricos fueron empleadas única-mente arenas provenientes de las barras de comprobado origen fluvial.

Desde el punto de vista cuantitativo esta unidad no alcanza mayor significación, sin embargo ha sido aquí objeto de análisis por dos razones: 1) presenta una buena oporturtunidad de evaluar cómo un reducido transporte fluvial puede influir sobre los parámetros granulométricos de las arenas eólicas, y 2) como se verá más adelante, el origen de las interdunas arriba descriptas puede ser vinculado con el desarrollo de estos cursos fluviales.

En lo que respecta a sus parámetros granulométricos, los depósitos de retrabajo fluvial presentan una media cercana a la de los depósitos eólicos aquí analizados (2,00 ϕ), selección intermedia (σ = 0,76) y asimetría, en todos los casos, positiva. La cantidad de material fino (inferior a 53 μ) es muy variable, ya que en algunas muestras alcanza hasta el 5% y, en otras, es algo menor al 1% (valor promedio 1,98%, véase Tabla 7).

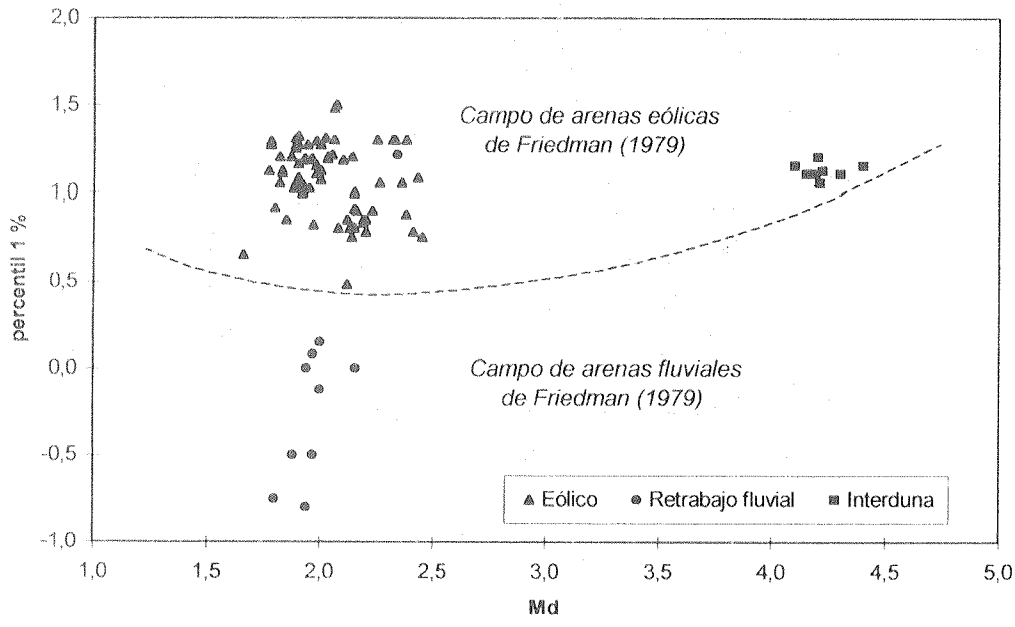

Figura 4: Representación del percentil del 1% en función de los valores de media para arenas eólicas (incluye dunas, hoyos-canaletas de voladura y manto eólico), de retrabajo fluvial e interdunas. Obsérvese como este diagrama, originalmente propuesto por Friedman (1979), permite discriminar entre arenas eólicas y con retrabajo fluvial.
Figure 4: Plot of 1st percentile and mean of aeolian sands (including dunes, blowouts and sandsheets), fluvial-reworked deposits and interdune sands. Note that this diagram (proposed by Friedman, 1979) allows separation of aeolian sands from fluvial-reworked sands.

PARÁMETROS TEXTURALES

La comparación de los parámetros texturales de las arenas analizadas permite efectuar algunas consideraciones. En primer lugar, las arenas de dunas, hoyos de voladura y manto eólico aquí analizadas, no presentan diferencias sustanciales en sus parámetros granulométricos con los valores de arenas depositadas por el viento (Folk, 1971; Mc Kee & Moiola, 1975; Ahlbrandt, 1979; Chaudri & Khan, 1980; entre otros). En este sentido, el valor de la media de los depósitos de duna (2,03 ϕ) y manto eólico (2,19 ϕ) se ubica dentro de los valores promedios (2 ϕ a 3 ϕ) señalados por Ahlbrandt (1979) sobre la base del análisis de 506 muestras de arenas eólicas pertenecientes a dunas costeras, dunas de grandes desiertos, interdunas y "serirs" de distintas partes del mundo. Sólo una mínima desviación muestran los hoyos de voladura, con un valor medio de 1,92 ϕ, el que como se verá luego puede ser fácilmente explicado teniendo en cuenta los mecanismos generadores de esta forma de deflación.

En lo que respecta a la selección, los valores obtenidos en los depósitos de dunas, manto eólico y hoyos de voladura muestran algunas diferencias. Así, en las arenas pertenecientes a hoyos de voladura se alcanzan los valores máximos de selección, resultando en promedio muy bien seleccionadas (σ = 0,48), mientras que los depósitos de duna resultan bien seleccionados (σ = 0,58) y los de mantos eólicos sólo moderadamente seleccionados (σ = 0,83). Debe recordarse que los valores promedio de selección para arenas eólicas varían desde bien seleccionados en depósitos de duna a pobremente seleccionados en arenas de "serir" e interdunas (véase Ahlbrandt, 1979). Otro rasgo de las arenas eólicas aquí estudiadas ha sido la asimetría positiva que exhiben, con muy escasas excepciones, sus distribuciones granulométricas. En este sentido, las arenas de dunas han mostrado en promedio curvas asimétricas positivas, las de manto eólico muy positivas y las de hoyos y canaletas de voladura distribuciones simétricas (Tabla 8). La asimetría positiva es la más frecuente en sedimentos eólicos y ha sido empleada como criterio de discriminación entre arenas de dunas y playas marinas (Friedman, 1961, 1979 y Folk, 1962). Sin embargo, Bigarella (1972) y Binda (1983) destacaron la existencia de curvas simétricas e incluso con valores de asimetría negativa en algunas psamitas eólicas, vinculadas, aparentemente, a procesos deflacionarios (véase Binda, 1983). Lo dicho es consistente con las distribuciones simétricas observadas en los hoyos y canaletas de deflación aquí estudiadas.

Para mostrar las características granulométricas de los depósitos analizados ha sido realizado un diagrama propuesto por Friedman (1979) en el cual se grafica el percentil del 1% en función de la media (Fig. 4). Este diagrama ha demostrado ser sumamente útil para separar arenas eólicas de arenas fluviales y, en este caso, los valores se agrupan en tres conjuntos bien diferenciados. Las arenas correspondientes a dunas, hoyos de voladura y mantos eólicos (agrupadas como "eólico" en la figura 4),

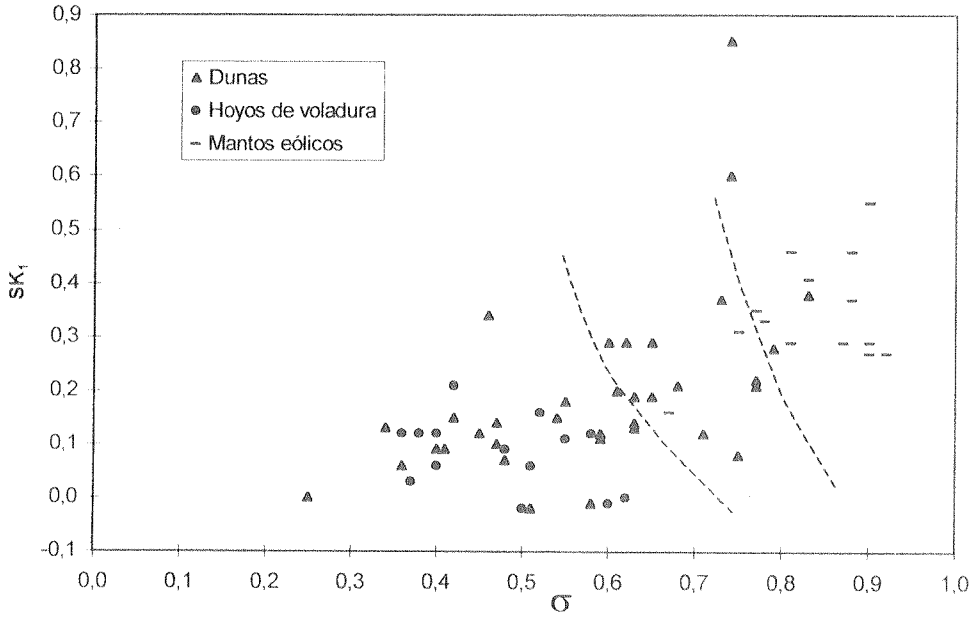

Figura 5: Representación de la asimetría en función de la selección para las arenas de dunas, hoyos de voladura y manto eólico. Obsérvese que pueden ser reconocidos tres campos principales, desde los depósitos de manto eólico (de peor selección y mayor asimetría positiva) hasta los de duna y hoyos de voladura (más simétricos y mejor seleccionados).
Figure 5: Plot of skewness vs. sorting for sands from dunes, blowouts and sandsheets. Three main fields can be recognized, from sandsheet deposits (worse sorted and more positive skewed) to dune and blowout deposits (better sorted and near symmetrical).

muestran un fuerte agrupamiento con valores de percentil del 1% superiores en todos los casos a 0,50 ϕ, y valores de media comprendidos entre 1,77 y 2,45 ϕ. Un segundo conjunto corresponde a los depósitos de retrabajo fluvial, los cuales, al igual que los anteriormente tratados, se presentan dentro de un estrecho rango de variación de media (entre 1,80 y 2,34 ϕ) pero, en cambio, exhiben valores del percentil del 1% mucho menores, con una dispersión entre los -0,80 y 0,15 ϕ. Estas características conllevan a que los depósitos de retrabajo fluvial aparezcan correctamente representados en el campo asignado a arenas fluviales, mientras que los depósitos de dunas, hoyos de voladura y manto eólico lo hacen en el campo de las arenas de dunas interiores, ambos definidos por Friedman (1979, véase Fig. 4). Finalmente, un tercer conjunto corresponde a los sedimentos de interduna los que claramente se segregan del resto por su pequeño tamaño de grano y los bajos valores del percentil del 1%.

Se ha empleado un segundo diagrama (Fig. 5) en el que se graficaron los valores de asimetría en función de la selección obtenidos para dunas, hoyos de voladura y manto eólico. Este diagrama refleja la madurez textural de los depósitos eólicos y en este caso define tres campos principales. El primero corresponde a los depósitos de manto eólico caracterizados por valores relativamente altos de selección y asimetría, evidenciando una menor madurez textural. Un segundo campo, que resulta de un mejoramiento en la selección y del carácter más simétrico de las distribuciones granulométricas, corresponde a las arenas de dunas. Por último, con distribuciones mayormente simétricas y mejor selección, se ubican los hoyos y canaletas de voladura, junto con algunas muestras de dunas. El marcado aumento de la madurez textural en este último caso, es consecuencia directa de los procesos de deflación, que producen el arranque diferencial de material fino, rectificando las curvas originales de dunas (por eliminación de la cola de finos), haciéndolas más simétricas, de mayor tamaño de grano y mejor seleccionadas a medida que progresan los hoyos.

Finalmente, fueron construidos diagramas de disección de curvas (Visher, 1969) con el objeto de detectar la existencia de diferentes subpoblaciones dentro de las muestras analizadas. Los resultados obtenidos son mostrados en la figura 6. En el caso de las dunas fueron registrados dos tipos de diagramas. Por un lado, los correspondientes a los flancos de dunas (tanto el ubicado en barlovento como en sotavento, Fig. 6a), donde se han obtenido preferentemente diagramas con un truncamiento en el tamaño arena fina (2,70 ϕ en promedio), que separa dos subpoblaciones: la más gruesa y mejor seleccionada que incluye entre el 76% y el 94% de la población total, y la más fina (compuesta mayormente por arena muy fina y limo grueso) que comprende entre el 17% y 28%. Por el contrario, en el resto de las muestras de dunas (Fig. 6b) se observaron distribuciones no truncadas o con un truncamiento alrededor de 3,10 ϕ que deja una pequeña subpoblación (por lo general inferior a 4%), de arena muy fina y limo. Los diferentes patrones obtenidos son inter-

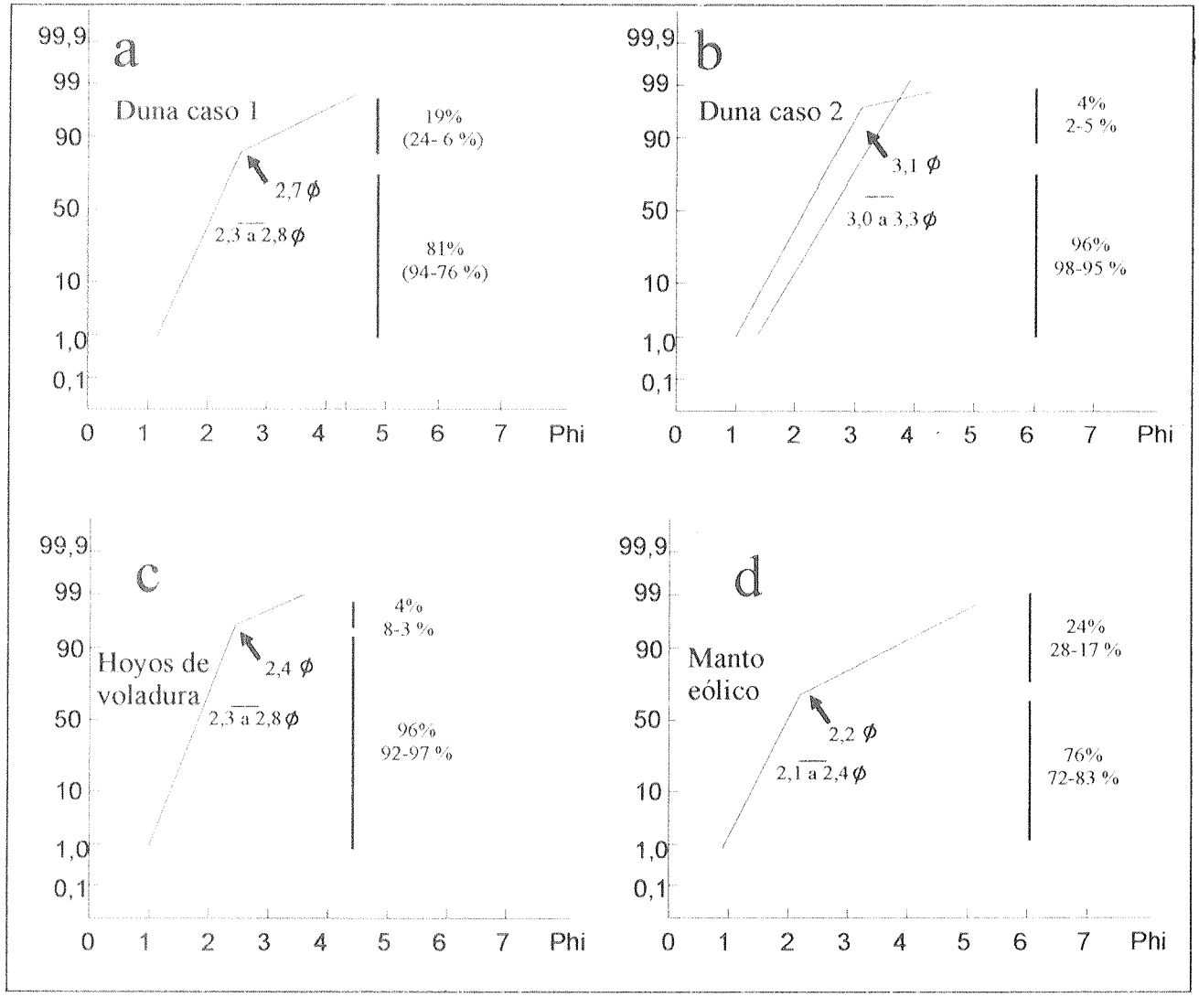

Figura 6: Diagramas de truncamiento (Visher, 1969) para las arenas eólicas estudiadas. Para explicación véase el texto. Las barras gruesas indican los porcentajes relativos correspondientes a cada una de las subpoblaciones identificadas y las finas el intervalo en unidades ϕ en el que se producen los truncamientos.

Figure 6: Visher's diagram for aeolian sands studied in this paper. See text for details. Thick bars show the relative percentage corresponding to each subpopulation and thin bars indicate the interval (phi units) where the truncation point occurs.

pretados como debidos a la mayor contaminación de material fino, proveniente de la interduna, que se deposita sobre ambos flancos de las dunas aquí analizadas, originando diagramas truncados. Por el contrario, la mayor ve-locidad del viento hacia la cresta (originada por la com-presión del flujo) no permitiría la depositación de limo grueso y arena muy fina, que sería selectivamente trans-portada, dando como resultado los diagramas no truncados o con una muy pequeña subpoblación de arena muy fina y limo.

En el caso de las canaletas y hoyos de voladura (Fig. 6c), mostraron sin excepción diagramas con dos subpoblaciones, truncadas alrededor de los 2,40 ϕ. La de mayor granulometría, correspondiente a arena mediana y fina, incluye entre el 92 y 97% de la población total, es la mejor seleccionada y muestra parámetros granulométricos similares a los de dunas previamente descriptas. El segmento de menor granulometría (arena fina, muy fina y limo), presenta menor selección e incluye tan sólo al 4% de la arena analizada. En esta interpretación ambas subpoblaciones y, en particular, el punto de truncamiento, no son la consecuencia de diferentes mecanismos de trans-porte, sino más bien evidencian los procesos defla-cionarios que ocurren en los hoyos y canaletas. De esta forma puede inferirse que el punto de truncamiento ubi-cado en 2,40 ϕ separa una población fina, selectivamente deflacionada del hoyo, de una más gruesa que representa el material con menor posibilidad de ser deflacionado.

En lo que respecta a los depósitos de manto eólico (Fig. 6d) muestran un significativo punto de truncamiento en 2,20 ϕ y en ocasiones marcada bimodalidad. A dife-

rencia de lo que ocurre en los hoyos y canaletas no existe, en este caso, evidencia de deflación, estando la superficie relativamente plana tapizada por óndulas de impacto-proyección y óndulas de impacto-reptaje. No parece entonces razonable interpretar a la bimodalidad como originada por erosión eólica, siendo más probable que el truncamiento observado sea la consecuencia de los diferentes mecanismos de transporte que actúan en la generación de óndulas eólicas (impacto proyección e impacto reptaje; Tripaldi, 1998). La capacidad de estos procesos para generar segregación granulométrica entre crestas y senos ha sido demostrada por varios autores (Sharp, 1963; Limarino & Martínez, 1992; Anderson & Bunas, 1993; Tripaldi, 1998, entre otros) y la consecuencia directa es la generación de dos subpoblaciones: una, de mayor tamaño de grano dominada por procesos de impacto-reptaje y otra, más fina, correspondiente a impacto-proyección (Rice et al., 1995, 1996). En este sentido debe destacarse que Taira & Scholle (1979) consideraron a la bimodalidad que muestran muchas arenas eólicas como consecuencia directa de la interacción de los dos procesos arriba citados.

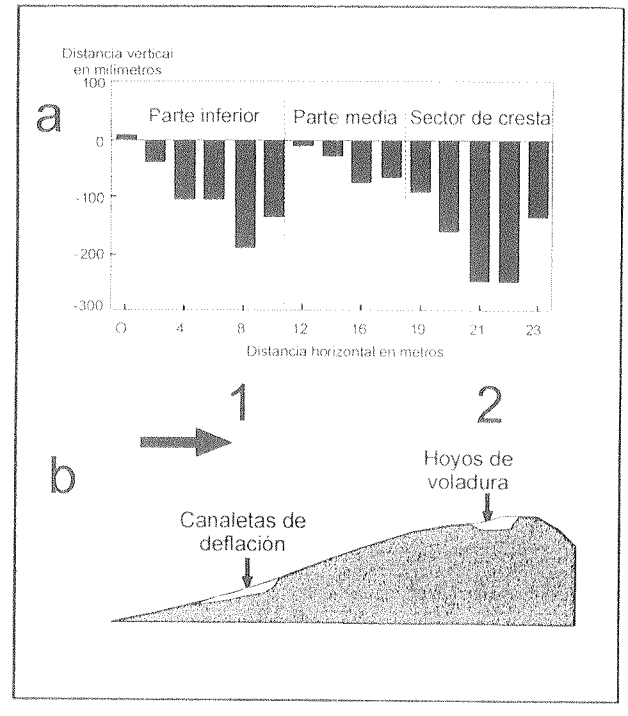

Figura 7: Distribución de la erosión a lo largo de la cara de barlovento de dunas con crestas agudas. El diagrama "a", modificado de Burkinshaw & Rust (1993), muestra la distribución de la erosión expresada en función de la topografía de la cara de barlovento, obsérvese que la máxima erosión se produce en la parte inferior y cresta de las dunas. En "b" se sugiere que estos patrones de erosión son los que controlan el desarrollo de canaletas de deflación y hoyos de voladura.

Figure 7: Distribution of the erosion along the windward slope of dunes with sharp crests. The diagram "a", modified from Burkinshaw y Rust (1993), shows that the maximum erosion is on the lower part and near the crest of dunes. The diagram "b" suggests that trough blowouts and saucer blowouts can be interpreted according to the distribution of erosion showed in diagram "a".

DISCUSIÓN

De lo hasta aquí considerado, resulta claro que las características granulométricas observadas en los diferentes subambientes deben ser interpretadas no sólo como la expresión de los distintos mecanismos de transporte y depositación, sino también como la consecuencia directa de los procesos de deflación sobreimpuestos. Un buen ejemplo de lo dicho resulta de la comparación de los valo-res granulométricos obtenidos en hoyos y canaletas de vo-ladura con los de las dunas sobre las que éstos se de-sarrollan. En este sentido, el aumento en los valores de se-lección y media, junto con el carácter más simétrico de la distribución correspondiente a los hoyos, es aquí inter-pretada como la consecuencia directa de los procesos de-flacionarios. Así, los hoyos y canaletas de voladura re-sultan básicamente del arranque selectivo de partículas finas, lo que produce la reducción de la cola de finos (Fig. 6c), desplazando los valores de media hacia tamaños más gruesos, disminuyendo la asimetría y mejorando, consecuentemente, la selección.

De las observaciones efectuadas en el presente trabajo, se concluye que existen al menos dos mecanismos por los cuales la arena es extraída de los hoyos. En primer lugar, el arranque y puesta en suspensión de los tamaños más pequeños por medio de vórtices originados durante períodos de vientos extremadamente fuertes. El segundo mecanismo, probablemente más persistente, corresponde a la migración de óndulas que ascienden, en forma radial por las paredes de los hoyos, formando acumulaciones de arena en su perímetro externo y dejando un "residuo" ("lag") consistente en arena mediana a gruesa y concentración de minerales pesados en su interior.

Los dos tipos de formas de deflación aquí identificados (hoyos o "saucer blowouts" y canaletas o "trough blowouts") corresponden, evidentemente, a la diferente distribución de la erosión a lo largo de la cara de barlovento y cresta de dunas. En este sentido, Burkinshaw & Rust (1993) han demostrado que existe una diferente distribución de la erosión relacionada con la geometría de la cresta de la duna (Fig. 7). Así, en el caso de dunas con crestas redondeadas, los máximos valores de erosión se producen en la parte media de la cara de barlovento, donde el viento alcanza mayor velocidad como resultado de la compresión del flujo (véase Bagnold, 1954; Burkinshaw & Rust, 1993; Stam, 1997) y del progresivo aumento de la pendiente. A partir de este punto se produce una marcada disminución en la erosión (debido a la disminución de la pendiente), pasándose a una zona de depositación (sin erosión) en la cresta. Bajo estas circunstancias, y en nuestra opinión, sólo se favorecería el desarrollo de hoyos de voladura y canaletas implantados en la cara de barlovento, mientras que habría depositación en la zona de cresta y, por lo tanto, no se generarían formas deflacionarias en forma

de artesa en dicha zona como las descriptas en este trabajo.

Un efecto distinto se logra en el caso de crestas no redondeadas, donde el gradiente aumenta desde la parte media de la cara de barlovento hacia la cresta. Este es el caso de la mayor parte del tipo de dunas aquí estudiadas, para el que Burkinshaw & Rust (1993) demostraron el desarrollo de dos áreas mayores de erosión: la inferior, relacionada con la aceleración del viento debido a la compresión del flujo al atravesar la duna (1 en Fig. 7) y la segunda, ubicada próxima a la cresta, controlada principalmente por un progresivo aumento en la pendiente (2 en Fig. 7). Ambas zonas quedan separadas por una zona de erosión mínima en la parte central de la cara de barlovento (véase Fig. 7). Esta configuración permite explicar los dos tipos de formas deflacionarias observados en este trabajo y, además, el hecho de que ambos puedan presentarse al mismo tiempo. Así, las canaletas ("trough blowouts") corresponderían a la zona de alta erosión ubicada en la parte inferior de la cara de barlovento (punto 1 en la Fig. 7), mientras que los hoyos ("saucer blowouts") representarían la zona de máxima erosión de la cresta (punto 2 en la Fig. 7). También en este sentido Smith (1960) y Carter et al. (1990) han señalado que hoyos de voladura en forma de artesa son más comunes en dunas de desiertos con crestas agudas, mientras que las canaletas resultan más frecuentes asociadas con dunas costeras con crestas fuertemente redondeadas.

La clara diferenciación granulométrica que separa a los depósitos de interduna del resto de los aquí analizados, es consecuencia directa del origen de los depósitos. En este sentido, las interdunas se caracterizan por valores de media extremadamente finos (mayores a 4,10 ϕ) y del percentil del 1 % comprendidos entre 1,05 ϕ a 1,20 ϕ, los que resultan muy diferentes a los obtenidos en las arenas eólicas. De acuerdo con las observaciones efectuadas, las interdunas aquí analizadas resultan de una compleja interacción entre procesos fluviales y eólicos. Los primeros son los que construyen la mayor parte de la interduna, se desarrollan luego de grandes avenidas, a partir de corrientes fluviales tractivas de bajo régimen de flujo que resultan la continuación de los canales fluviales que penetran el campo eólico. Esto puede ser fácilmente comprobado en la figura 2 donde se observa cómo las interdunas resultan una prolongación más distal de los canales de retrabajo fluvial. De esta forma, la depositación de material limoarcilloso procede mayormente de pequeños canales fluviales desarrollados en forma esporádica luego de grandes precipitaciones. Sin embargo, un segundo mecanismo se produce inmediatamente después de dichas avenidas, al formarse encharcamientos temporarios que actúan como trampa reteniendo los sedimentos de grano fino transportados en la zona por el viento zonda (noroeste). Al producirse la desecación de estos pequeños cuerpos de agua, un tercer mecanismo de depositación corresponde a la migración de trenes aislados de óndulas eólicas sobre el sustrato limoarcilloso, lo que trae como resultado la infiltración de arena a través de las grietas de desecación. Todos estos procesos, interactuando en el área de interduna, permiten entender su mala (o moderada) selección, el tamaño de grano fino (limo) de la media y los valores relativamente altos obtenidos para el percentil del 1%.

Debe tenerse en cuenta que así concebidos estos depósitos de interduna presentan diferencias genéticas importantes con las interdunas descriptas por diferentes autores para grandes mares de arena. En efecto, estos subambientes, también denominados corredores de interdunas, se orientan con su eje mayor aproximadamente paralelo a la dirección de vientos dominantes y su construcción tiene lugar, principalmente, por acción eólica (especialmente en las interdunas secas). Por el contrario, los depósitos aquí examinados muestran una disposición aproximadamente perpendicular a las direcciones de vientos y, si bien en su generación participan tanto la acción fluvial como la eólica, es sin dudas la primera la de mayor importancia. Sin embargo, la diferenciación señalada no ha sido por lo general efectuada por autores previos. Así, por ejemplo, Purvis (1991) llamó "interdunas" a depósitos análogos a los aquí considerados, los que se encontraban dispuestos entre barjanes, también mostrando una orientación perpendicular a los vientos dominantes y compuestos por sedimentos limoarcillosos con abundantes grietas de desecación. En la interpretación de este autor el material fino se originó a partir de la decantación de cuerpos de aguas efímeros luego de eventos de inundación fluvial.

Aunque la distinción entre los corredores de interdunas y los depósitos aquí descriptos pueda parecer formal, la identificación de ambos tipos de acumulaciones en el registro geológico puede ser de gran ayuda para establecer la naturaleza del campo eólico. En este sentido, la existencia de interdunas formadas básicamente por avenidas fluviales, dominantemente limoarcillosas, con abundantes grietas de desecación y restos de raíces, no es frecuente en mares de arena y sí lo es en mantos eólicos vinculados con ambientes intermontanos (Collinson,1986).

Por otro lado, y tal como lo ha mostrado Purvis (1991), podría esperarse una sobrerrepresentación en el registro geológico de las interdunas aquí estudiadas. Lo dicho se origina al producirse la reactivación del campo eólico con la consecuente migración de dunas. En tales circunstancias el ascenso de sucesivos trenes de dunas producirá la erosión parcial de los cuerpos de arena, preservándose diferencialmente las interdunas debido a su mayor grado de consolidación (Fig. 8). La secuencia resultante mostraría una alternancia de bancos de areniscas con estratificación entrecruzada y niveles de pelitas macizas o laminadas con abundantes grietas de desecación. Este tipo de sucesiones es muy frecuente en secuencias antiguas de ambiente continental intermontano y podría ser confundida con depósitos de crecientes fluviales efímeras no encauzadas.

En lo que respecta a las variaciones granulométricas observadas entre los depósitos de dunas, hoyos de voladura y manto eólico, como se mostró en la figura 5 se produce un aumento en la selección y asimetría desde los depósitos de manto eólico a los de dunas, y desde estos últimos a los hoyos de voladura. De alguna manera, este tren de variaciones refleja el balance entre deflación y depositación al que se encuentran sometidas las diferentes partes del campo eólico. Así, los depósitos de manto eólico, que resultan la única unidad geomórfica que se encuentra actualmente en agradación, muestra la mayor asimetría positiva y menor selección, debido a la alta proporción de material inferior a 53 μ (2,29 % en promedio) muy probablemente controlada por la gran cantidad de polvo eólico que transporta en la actualidad el viento zonda. En el caso de las dunas, la cantidad de material fino es menor, lo que trae aparejado un aumento en la selección y una disminución en la asimetría. La menor proporción de material limoarcilloso podría ser interpretada como debida al arranque diferencial por deflación de partículas finas desde la superficie de la duna. Aunque sin descartar que este mecanismo pueda ser en parte responsable de la diferencia señalada, su rol parece ser secundario a juzgar por los similares parámetros granulométricos obtenidos entre muestras de superficie y profundidad. En la opinión de los autores la menor proporción de material inferior a 53 μm que muestran las dunas, con respecto a los mantos eólicos, refleja las diferentes condiciones de formación de ambos tipos de subambientes. Así, en el caso de los mantos eólicos, los vientos provenientes de noroeste (zonda) arrancan una gran cantidad de material fino presente en las planicies aluviales que hoy ocupan la mayor parte del valle. Por el contrario, durante la formación de las dunas, la cubierta eólica debió haber ocupado una parte sustancial del valle, y por lo tanto, la cantidad de material fino disponible para el transporte eólico fue probablemente menor. Por último, los hoyos de voladura muestran distribuciones prácticamente simétricas y muy buena selección. Estas características reflejan, como se ha señalado más arriba, el arranque selectivo de material fino por efecto de deflación.

Las diferencias observadas entre las arenas eólicas (en conjunto) y los sedimentos de retrabajo fluvial pueden ser interpretadas como sigue. En primer lugar, el similar valor de media que muestran ambos tipos de depósitos se debe a que la arena disponible para ser retrabajada durante las avenidas fluviales es, básicamente, la que constituye los cuerpos de dunas, por lo que no se producen variaciones significativas en los valores de tendencia central. Es diferente, en cambio, el comportamiento de los valores del percentil del 1% el que, por ser una medida de cola, es mucho más sensible a pequeñas variaciones granulométricas. Es así como el mayor tamaño de grano observado en los valores del percentil del 1% indica claramente la mayor competencia de las corrientes fluviales, capaces de transportar una mayor población de tamaño de grano grueso que el viento.

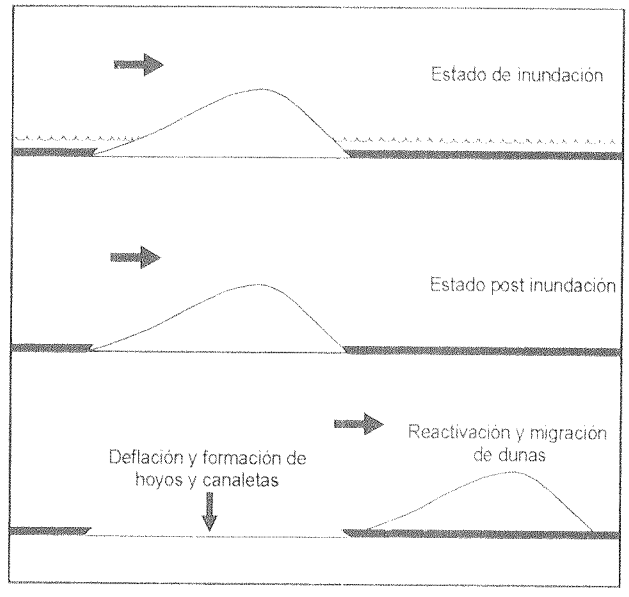

Figura 8. Evolución de las interdunas identificadas en este trabajo (de acuerdo con Purvis, 1986). En un estado inicial de inundación se deposita la mayor parte de materal fino, durante la post inundación predomina la depositación eólica (como trenes aislados de óndulas), finalmente una eventual reactivación de las dunas preservaría diferencialmente los depósitos de interdunas.
Figure 8. Evolution model for the interdunes identified in this paper (modified from Purvis, 1986). Note that in case of reactivation of the dunes the muddy interdune deposits are differentially preserved.

MODELO DE DINÁMICA SEDIMENTARIA

Un modelo de dinámica depositacional para el campo de dunas estudiado es mostrado en la figura 9. Como allí puede verse, los cursos fluviales introducen sedimentos durante las crecientes y erosionan parte de los depósitos de duna y manto eólico, redistribuyendo de esta forma la arena. Debido a los desbordes fluviales se generan dos tipos de acumulaciones: una, preponderantemente arenosa, en el piso de los canales (1 en la Fig. 9) y otra, limoarcillosa, en las interdunas (2 en la Fig. 9). Paralelamente, en el área de interdunas, se acumulan sedimentos finos entrampados en pequeños cuerpos de agua temporarios e incluso en períodos de desecación debido a la migración de trenes aislados de óndulas eólicas.

En el sector de dunas, la zona próxima a las interdunas (3 en la Fig. 9) muestra una importante contaminación de material fino responsable del truncamiento en 2,70 ϕ que muestran los diagramas de disección de curvas (Fig. 6a). Este truncamiento desaparece hacia la parte media y cresta de las dunas (Fig. 6b), o bien disminuye en forma ostensible la subpoblación de material fino, probablemente eliminada por deflación (4 en la Fig. 9).

En el caso de los hoyos y canaletas de voladura (5 en la Fig. 9) se produce la eliminación diferencial de material de tamaño inferior a 2,40 ϕ (véase Fig. 6c) el cual es muy probablemente exportado del campo de dunas y, en mucha

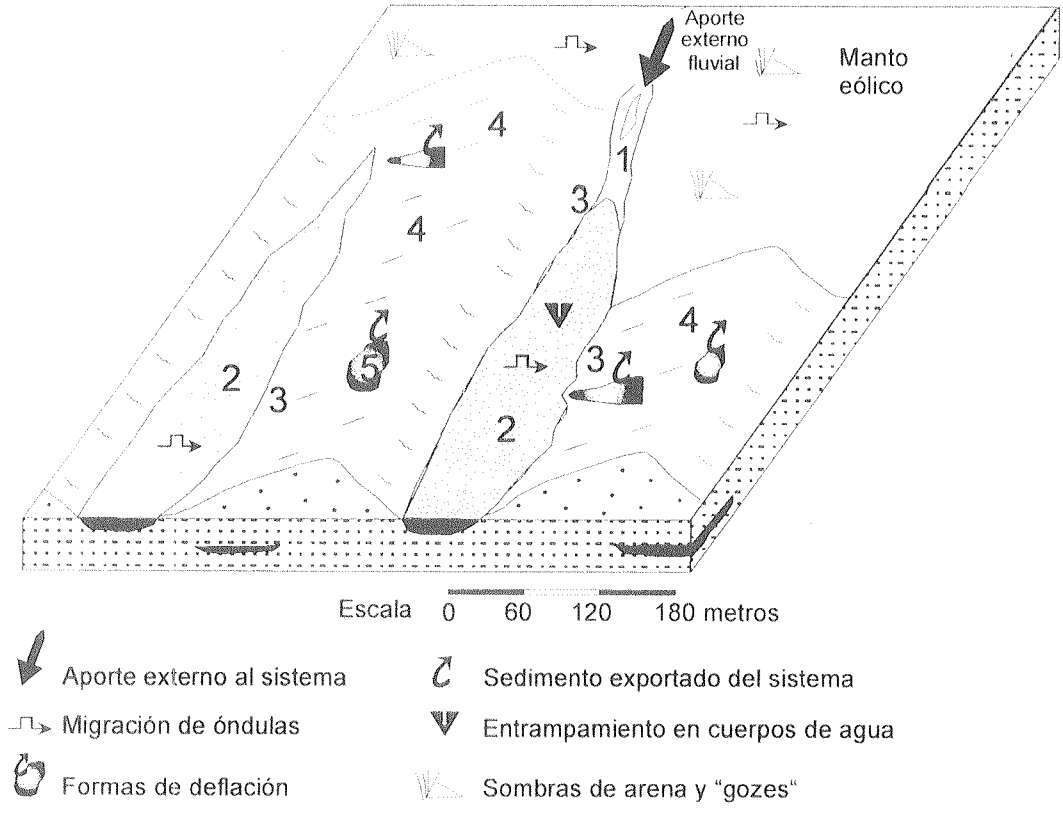

Figura 9: Modelo de dinámica eólica para el campo de dunas analizado. Referencias, 1: depósitos de retrabajo fluvial, 2: interdunas, 3: depósitos de pie de dunas, 4: depósitos de parte central y cresta de dunas, 5: canaletas de deflación.
Figure 9: Model of aeolian dynamics for the dune field. References, 1: fluvial-reworked deposits, 2: interdunes, 3: lower parts of the dunes, 4: upper part and crests of dunes. 5: blowouts.

menor proporción, depositado en las interdunas.

El área de manto eólico presenta una problemática particular, especialmente porque en la actualidad ésta aparece como un área de acumulación activa, en la que se generan sombras de arena, "gozes" y la acumulación de otras mesoformas estacionarias aunque no de dunas. Kokurek & Nielsen (1986) sugirieron que el crecimiento de mantos de arena tiene lugar cuando las condiciones no son favorables para el desarrollo de dunas, debido a un alto nivel de la freática, cementación o "blindaje" de la superficie arenosa, inundaciones periódicas, un tamaño demasiado grueso de arena o existencia de vegetación. En este caso, los análisis texturales demuestran que el tamaño medio de la arena de manto eólico es menor que el correspondiente a dunas, por lo que debe ser descartado un tamaño de grano demasiado grueso como elemento inhibitorio para el desarrollo de dunas en el caso aquí estudiado. Por el contrario se estima que la existencia de vegetación, inundaciones periódicas y una insuficiente provisión de arena, son los factores que en este caso favorecen el crecimiento del manto eólico y el "congelamiento" de las dunas.

En particular, la existencia de vegetación promueve la formación de sombras de arena y "gozes", lo que origina una topografía irregular de la superficie depositacional (c.f. "hummocky topography" de Kocurek & Nielsen, 1986), generando líneas de flujo multidireccionales que no favorecen el desarrollo de dunas e, incluso en algunos casos, inhiben la formación de óndulas de impacto-proyección y óndulas de impacto-reptaje (Hesp, 1983).

En lo que concierne a las inundaciones periódicas, su existencia está claramente señalada por los canales de retrabajo fluvial y las características de las interdunas. En el primer caso se produce la erosión parcial de algunas dunas, incrementando el tiempo necesario para su desarrollo (Sneh, 1983) y, en el segundo, promueve la depositación de arena en cuerpos de agua temporarios, sustrayendo parte del material disponible para el crecimiento y consecuente migración de dunas.

Finalmente, se ha hecho alusión a que un aporte insuficiente de arena también condiciona la formación de dunas. En este sentido, factores tales como el desarrollo de cementación superficial en algunos canales fluviales, el "blindaje" producido por guijarros y bloques en gran parte de las planicies aluviales y las periódicas inundaciones que cementan la arena con limo y arcilla, son procesos que, evidentemente, limitan la cantidad de arena disponible para el transporte eólico.

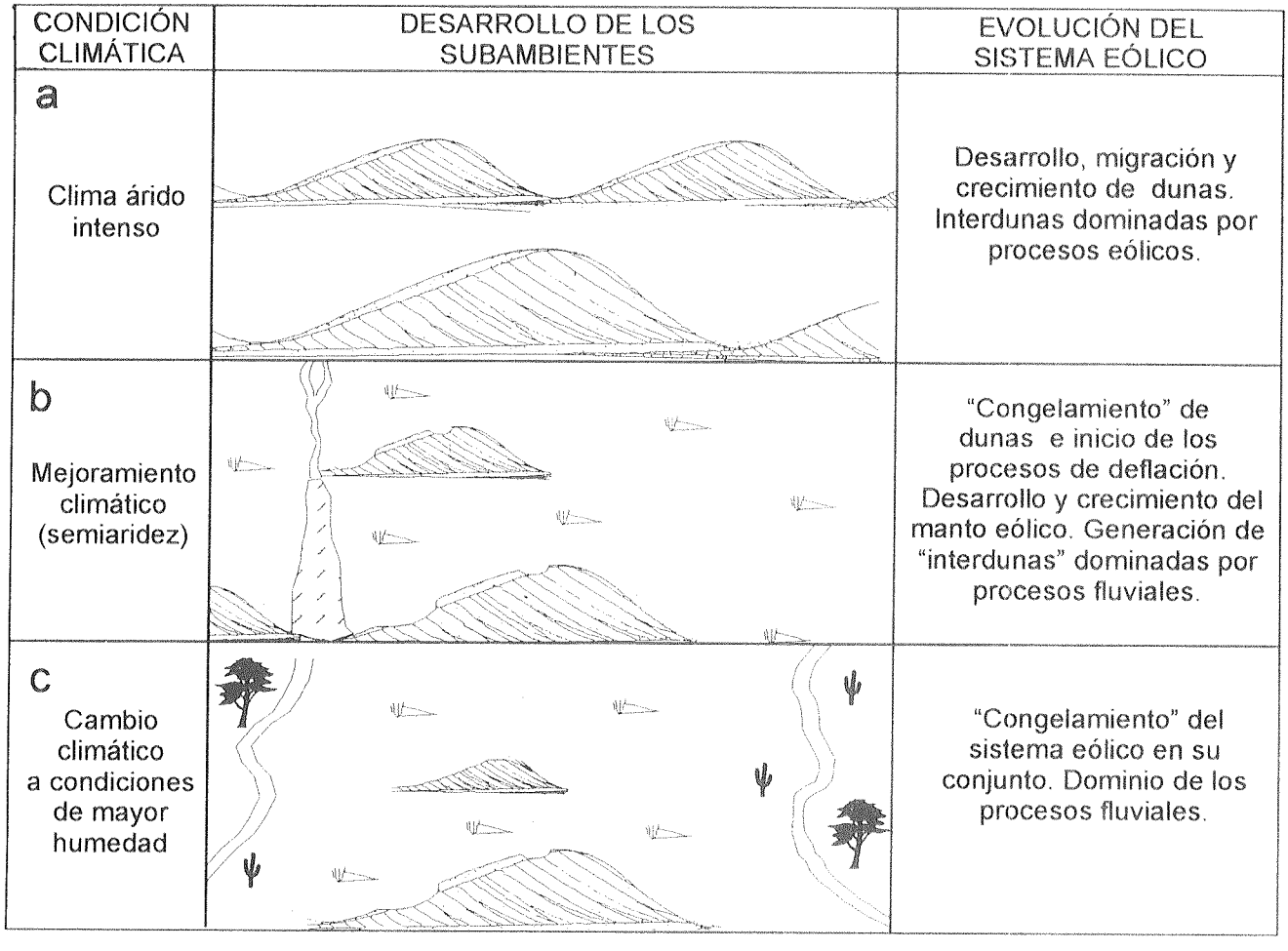

Figura 10: Modelo evolutivo propuesto para el sistema eólico estudiado.
Figure 10: Evolutionary model for the aeolian system studied.

IMPLICANCIAS PALEOCLIMÁTICAS

Aunque la reconstrucción de la historia paleoclimática del Cuaternario en la región es una tarea compleja que no ha merecido aún estudios detallados, es evidente que el área aquí analizada ha estado sujeta, desde el Pleistoceno, a variaciones climáticas que oscilaron entre áridas severas y períodos de mejoramiento climático, aunque sin alcanzar, aparentemente, condiciones de alta humedad. La existencia de períodos de intensa aridez en la comarca durante el Pleistoceno tardío u Holoceno temprano, ha sido recientemente destacada por Limarino et al. (1998) quienes reconocieron, bajo el toponímico informal de "Depósitos de la faja eólica pleistocena tardía-holocena temprana", a un extenso campo de dunas longitudinales, actualmente inactivas y sujetas a deflación y erosión fluvial. De esta forma, los mencionados autores separaron a estas acumulaciones de sus "Depósitos eólicos actuales", los que conforman mantos de arena y, sólo excepcionalmente, pequeñas dunas. Además, Limarino et al. (1998) plantearon la posibilidad de que los "Depósitos de la faja eólica pleistocena tardía-holocena temprana" pudieran correlacionarse con la Formación La Batea, definida en el norte de la provincia de Córdoba por Carignano (1997) para incluir a un conjunto de psamitas eólicas asignadas al Pleistoceno superior (Candiani, 1997).

Por otro lado, y aunque algo alejada del área aquí estudiada, la existencia de un extenso mar de arena en la llanura pampeana durante el Pleistoceno superior ha sido destacada por Iriondo & Kröhling (1995, 1996). Estos autores describieron un área desértica de unos 100.000 Km^2, denominándola "Mar de Arena Pampeano", dominada por dunas y megadunas arenosas desarrollada entre los 80.000 y 60.000 A.P..

La información presentada en este trabajo de ninguna manera permite establecer correlaciones temporales entre los depósitos aquí estudiados con el Mar de Arena Pampeano de Iriondo & Kröhling (1995, 1996), pero al menos sí asegura que en el contexto geológico regional, tuvieron lugar varias etapas de aridización y mejoramiento climático. Sobre la base de lo expuesto en la figura 10 se ha sintetizado un modelo evolutivo que intenta explicar cómo

los cambios climáticos afectaron al sistema eólico intermontano aquí estudiado. En este sentido, durante los períodos de intensa aridización se produciría la activación del campo eólico y la consecuente migración de las dunas (a en la Fig. 10). Al ocurrir un mejoramiento climático, el campo de dunas se "congelaría", comenzarían a actuar procesos deflacionarios sobre diferentes sectores del campo eólico y la arena transportada por el viento se depositaría conformando mantos eólicos dominados por micro y mesoformas del lecho (b en la Fig. 10). Paralelamente, la acción fluvial comenzaría a ser importante generándose depósitos de interacción fluvial-eólica en diferentes sectores de la cuenca. Es muy probable que ésta sea la situación actual y que el mejoramiento climático haya sido lo suficientemente importante como para favorecer el desarrollo de vegetación y periódicas inundaciones que limitaron el desarrollo de las dunas y activaron el crecimiento del manto eólico.

Finalmente, y desde un punto de vista meramente especulativo, se postula que un mejoramiento climático más acentuado inhibiría el crecimiento significativo de todo tipo de forma de acumulación eólica y tanto la faja de dunas como los mantos eólicos serían "congelados" y sujetos a erosión (Fig. 10c).

CONCLUSIONES

De los resultados presentados en el presente trabajo pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1. Los resultados obtenidos en los análisis granulométricos muestran claramente que no existen diferencias texturales significativas entre los depósitos aquí considerados y los valores presentados por diferentes autores para grandes mares de arena. La única diferencia observada, y de carácter menor, se refiere a un ligero incremento en la proporción de material fino (inferior a 53 μm) en los depósitos de manto eólico, lo que podría interpretarse como una evidencia del aporte de las planicies aluviales estrechamente asociadas.

2. Fueron identificadas dos tipos de formas de deflación en el campo eólico analizado: los hoyos de voladura ("saucer blowouts"), vinculados con las crestas, y las canaletas de deflación ("trough blowouts"), ubicadas sobre la cara de barlovento. Las primeras se originarían por erosión controlada por el gradiente en la zona de cresta y procederían tanto por el arranque de partículas finas como por la migración radial y hacia afuera de óndulas. Por el contrario, las canaletas obedecerían a un aumento de la velocidad del viento debido a compresión del flujo en la parte inferior de la cara de barlovento. En ambos casos se ha registrado un importante aumento en la selección y disminución en la simetría de los depósitos resultantes.

3. Las acumulaciones de interdunas, caracterizadas por su tamaño de grano fino y mala selección, se encuentran genéticamente relacionadas con los depósitos de retrabajo fluvial. La identificación de este tipo de depósitos en el registro geológico puede ser de gran ayuda para interpretar el marco paleogeográfico en el que se desarrollaron las acumulaciones de eolianitas (valles intermontanos versus mares de arena).

4. Los depósitos de manto eólico se desarrollan cuando las condiciones ambientales no son favorables para la formación de dunas. Los resultados de los estudios texturales llevan a descartar que sea, en este caso, el tamaño de grano el factor que limita el crecimiento y migración de las dunas. Por el contrario, se supone que la presencia de vegetación, las esporádicas inundaciones y una provisión insuficiente de arena, son los elementos ambientales que inhiben el desarrollo de las dunas y favorecen el de los mantos eólicos.

5. Finalmente, se cree que un buen número de secuencias areno-pelíticas antiguas, frecuentemente referidas en la literatura como depósitos fluviales efímeros, pueden mostrar facies de eolianitas similares a las aquí descriptas, cuya correcta identificación puede ser sólo alcanzada sobre la base de observaciones detalladas. En tal sentido, la existencia de areniscas bien seleccionadas, de hoyos de voladura (identificados por la existencia de acumulaciones de minerales pesados, "scalloped cross-bedding", o la preservación de parte de su morfología) y de abundantes depósitos pelíticos correspondientes a interdunas húmedas, pueden ser criterios útiles para la identificación de este tipo de depósitos en el registro geológico.

Agradecimientos. Los autores desean agradecer al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires el apoyo logístico brindado durante los trabajos de campo y gabinete. Del mismo modo, se agradece a los Drs. Gualter Chebli y Mario Mazzoni y a un tercer árbitro anónimo sus observaciones y sugerencias. El presente estudio fue parcialmente financiado con el PID TX 53 otorgado por la Secretaria de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHLBRAND. T. S., 1979. Textural parameters of eolian deposits. En E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas*. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1052: 187-238.

ANDERSON, R. S. & K. L. BUNAS, 1993. Grain size segregation and stratigraphy in eolian ripples modelled with a cellular automaton. *Nature* 365: 740-743.

BAGNOLD, R. A., 1954. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, Londres. 265 pp.

BARNDORFF-NIELSEN, O.; K. DALSGAARD, C. HALGREEN, H. KUHLMAN, J. T. MOLLER & G. SCHOV, 1982. Variation in particle size distribution over a small dune.

Sedimentology 29: 53-65.

BIGARELLA, J. J., 1972. Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. En J. K. Rigby & W. K. Hamblin (Eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society Economis Paleontologist & Mineralogist, Special Publication 16: 12-62.

BINDA, P. L., 1983. On the skewness of some eolian sands from Saudi Arabi. En M. E. Brookfield & T. S. Ahlbrandt (Eds.), *Eolian sediments and processes*. Developments in Sedimentology 38: 27-40.

BURKINSHAW, J. B. & I. C. RUST, 1993. Aeolian dynamics on the winward slope of a reversing transverse dune, Alexandria coastal dunefield, South Africa. En K. Pye & N. Lancaster (Eds.), *Aeolian Sediments*. International Association of Sedimentologists, Special Publicarion 16: 13-21.

CANDIANI, J. C., 1997. Hoja Geológica 3166-II, Cruz del Eje. *Servicio Geológico Minero Argentino*. (inédito).

CARIGNANO, C., 1997. Caracterización y evolución de los ambientes geomórficos extraserranos del noroeste de la provincia de Córdoba, durante el Cuaternario Superior. Tesis Doctoral, *Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba*. (inédito).

CARTER, R. W.; P. A. HESP & K. F., NORDSTROM, 1990. Erosional landforms in coastal dunes. En K. F. Nordstrom, N. P. Psuty & R. W. G. Carter (Eds.), *Dunes: Form and Process*. John Wiley and Sons, Londres: 271-279.

CHAUDRI, R. & H. KHAN, 1980. Textural parameters of desert sediments. *Sedimentary Geology* 28: 43-62.

CHRISTIANSEN, C. & D. HARTMANN, 1988. On using the log-hiperbolic distribution to describe the textural characteristics of eolian sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 159-160.

COLLINSON, J. D., 1986. Deserts. En H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Publications. London: 95-112.

COOPER, W. S., 1967. Coastal sand dunes of California. *Geological Society of America* Memoir 104. 131 pp.

FOLK, R. L., 1962. Of skewnesses and sands. *Journal of Sedimentary Petrology* 32: 145-146.

FOLK, R. L., 1971. Longitudinal dunes of the nortwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. Geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology* 16: 5-54.

FRANK, A. & G. KOCUREK, 1996. Toward a model for airflow on the lee side of eolian dunes. *Sedimentology* 43: 451-458.

FRIEDMAN, G. M., 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology* 31: 514-529.

FRIEDMAN, G. M., 1979. Address of the retiring president of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology* 26: 3-32.

FRYBERGER, S.; T. S. AHLBRANDT & S. ANDREWS, 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 733-746.

GALEHOUSE, J. S.; 1971. Sedimentation analysis. En R. Carver (Ed.), *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley. New York: 65-94.

HESP, P. A., 1983. Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Australia. En M. E. Brookfield & T. S. Ahlbrandt (Eds.), *Eolian sediments and processes*. Elsevier. Amsterdam: 325-342.

HESP, P. A. & R. HYDE, 1996. Flow dynamics and geomorphology of a trough blowout. *Sedimentology* 43: 505-526.

IRIONDO, M. & M. KRÖHLING, 1995. El sistema eólico pampeano. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"* (n.s.) 5: 1-68.

IRIONDO, M. y M. KRÖHLING, 1996. Los sedimentos eólicos del noroeste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas IV: 27-48. Buenos Aires.

KOCUREK, G. ; M. TOWNSLEY, E. YEH, K. HAVHOLM & M. L. SWEET, 1992. Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and watertable-controlled accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 622-635.

KOCUREK, G. & J. NIELSON, 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate eolian sand sheets. *Sedimentology* 33: 795-816.

LANCASTER, N., 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. En K. Pye & N. Lancaster (Eds.), *Aeolian Sediments*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 16: 71-86.

LANGFORD, R. P., 1989. Fluvial-eolian interactions: Part 1, modern systems. *Sedimentology* 36: 1023-1035.

LANGFORD, R. P. & M. A. CHAN, 1989. Fluvial-eolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36: 1037-1051.

LIMARINO, C. & G. MARTÍNEZ, 1992. Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el bolsón de Guandacol. *IV Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas II: 295-302. La Plata.

LIMARINO, P.; S. PAGE, A. T. CASELLI, P. GUTIERRREZ, L. I. NET, P. PIETERS & R. G. SKIRROW, 1998. Hoja Geológica Olta. *Servicio Geológico Nacional*. 106 pp. (inédito).

Mc KEE, E. D. & R. MOIOLA, 1975. Geometry and growth of the White Sands dune field, New Mexico. *U.S. Geological Survey Research* 3: 59-66.

PORTER, M. L. 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geology* 14: 497-500.

PURVIS, K., 1991. Stoss-side mud-drapes: deposits of interdune pond margins. *Sedimentology* 38: 153-156.

RICE, M.; B. WILLETS & I. K. McEWAN, 1995. An experimental study of multiple grain- size ejecta produced by collisons of saltating grains with flat bed. *Sedimentology* 42: 695-706.

RICE, M.; B. WILLETS & I. K. McEWAN, 1996. Observations of collisions of saltating grains with a granular bed from high-speed cine-film. *Sedimentology* 43: 21-31.

RITCHIE, W., 1972. The evolution of coastal sand dunes. *Scottish Geographic Magazine* 88: 19-35.

SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL, 1986. Estadísticas meteorológicas. *Serie Estadística* 36: 1-169.

SHARP, R. P., 1963. Wind ripples. *Journal of Geology* 71: 617-636.

SMITH, 1960. Physiography and photo interpretation of coastal sand dunes. *Final Repport Contract NONR-2242 (00)*. Office of Naval Research.

SNEH, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 1271-1279.

STAM, J. M. T., 1997. On the modelling of two-dimensional aeolian dunes. *Sedimentology* 44: 127-141.

TAIRA, A. & P. A. SCHOLLE, 1979. Origin of bimodal sands in some modern environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 777-781.

TRIPALDI, A, 1998. Caracterización textural de ondulitas de impacto y ondulitas eólicas. *VII Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas: 74-75. Salta.

TRIPALDI, C. & C. LIMARINO, 1998. Depósitos de interacción eólica-fluvial en el valle de Guandacol (provincia de La Rioja). *VII Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas: 136-137. Salta.

VISHER, G. S., 1969. Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1074-1106.

WYRWOLL, K. H. & G. SMYTH, 1988. On using the log-hiperbolic distribution to describe the textural characteristics of eolian sediments. Reply. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 161-162.

Lic. Alfonsina TRIPALDI
Dr. Carlos O. LIMARINO
Dr. Alberto T. CASELLI
Lic. Laura I. NET
Lic. Mariana L. GAGLIARDO
Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pabellón II – Ciudad Universitaria
1428 BUENOS AIRES
República Argentina
Teléfono: 54-11-4576-3300/9

Recibido: 30 de junio de 1998.
Aceptado: 30 de noviembre de 1998.