

Sedimentología del campo de dunas intermontano de Medanitos, Bolsón de Fiambalá, Catamarca

Maximiliano N. DERI¹ y Patricia L. CICCIOLO^{1,2}

¹ Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

² Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad de Buenos Aires.
E-mail: maximiliano.deri@gmail.com, cicciooli@gl.fcen.uba.ar

Editor: Alfonsina Tripaldi

RESUMEN

Se presenta un estudio del campo de dunas de Medanitos, en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca. Se reconocieron cuatro unidades morfológicas: 1) planicie de interacción fluvio-eólica, 2) manto eólico, 3) interdunas, y 4) dunas. En la primera se agrupan los depósitos de la planicie del río Fiambalá, la cual queda gran parte del tiempo expuesta a condiciones subaéreas e interactúa con los procesos eólicos. Las zonas de manto eólico e interduna fueron caracterizadas en conjunto debido a que presentan idénticas geoformas y estructuras sedimentarias en sus depósitos, lo que incluye extensas superficies de grietas y barquillos de desecación, áreas sujetas a deflación, óndulas eólicas de arena fina y mediana, megaóndulas, y mesoformas de acreción fijas. Sus características texturales indican la existencia de incursiones fluviales en estos sectores internos. Las dunas son tipo barján y con crestas barjanoides, de entre 3 y 8 m de altura, 50 a 200 m de longitud de onda, y con una extensión lateral entre 150 y 500 m. Se componen de arenas medianas a finas con una distribución unimodal mesocúrtica, aunque existen sutiles diferencias granulométricas esperables entre los distintos sectores de las dunas. En todas las acumulaciones estudiadas se encontraron abundantes fragmentos pumíceos, que serían traídos desde la Puna por el río Fiambalá, y cuya baja densidad ($0,7 \text{ g/cm}^3$) permite que el viento transporte por saltación aún partículas mayores a 1ϕ (arena mediana). Este hecho tendría incidencia en la dinámica depositacional del campo de dunas de Medanitos y en la granulometría de sus depósitos.

Palabras clave: *Valle intermontano, Eólico, Fluvial, Megaóndulas eólicas, Clastos pumíceos.*

ABSTRACT

Sedimentology of Medanitos intermontane dune field, Fiambalá basin, Catamarca.

In this work is presented a study of the Medanitos Dunes Field, Fiambalá basin, Catamarca. On it were recognized four morphological units: 1) fluvio-aeolian interaction plain, 2) aeolian sand sheet, 3) interdunes, and 4) dunes. The first unit includes floodplain deposits of the Fiambalá river, which are exposed to subaerial conditions and interact with aeolian processes. The interdune and aeolian sand sheet were characterized together due to the fact they have similar geoforms and sedimentary structures in their deposits, which includes extensive areas with mud cracks, deflation surfaces, fine and medium sand ripples, megaripples, and fixed accretion mesoforms. Their textural features indicate the existence of fluvial incursions that invade these internal zones. The dunes are barjan and with barjanoid crests, and have between 3 and 8 m of height, 50 to 200 m of wavelength, and 150 to 500 m of lateral extension. They are made up of medium to fine sands with a mesokurtic unimodal distribution, although there are minor expected granulometric differences between the different dunes zones. Abundant pumice fragments were found in the studied geoforms, which might have been brought from the Puna by the Fiambalá river. The low density ($0,7 \text{ g/cm}^3$) of these particles allows the wind to transport by saltation clasts bigger than 1ϕ (medium sand). This fact would influence the depositional dynamic of the Medanitos Dunes Field and the grain size of its deposits.

Keywords: *Intermontane valley, Aeolian, Fluvial, Aeolian megaripples, Pumice clasts.*

INTRODUCCIÓN

En la región noroeste de Argentina es común la presencia de diversos valles intermontanos en los que predominan las acumulaciones de arenas eólicas, las cuales constituyen ambientes depositacionales muy variados, desde grandes campos de dunas hasta pequeñas formas de lecho eólicas estrechamente asociadas a planicies aluviales efímeras (Tripaldi 2002, Tripaldi y Limarino 2008). No obstante, a pesar de que estos depósitos son un componente significativo del relleno de valles y depresiones tectónicas bajo condiciones climáticas semiáridas a áridas, no han sido exhaustivamente estudiados como las arenas eólicas vinculadas a grandes desiertos (Tripaldi 2002). Entre los diversos ejemplos de valles intermontanos donde puedan estudiarse tales acumulaciones se encuentra el Bolsón de Fiambalá, en el centro-oeste de la provincia de Catamarca, entre los 27° y 28° de latitud sur y 68° y 67° de longitud oeste aproximadamente (Fig. 1). El mismo representa uno de los depocentros del antepaís fracturado andino asociado al segmento de subducción subhorizontal (Isacks *et al.* 1982, Ramos *et al.* 2002), y se ubica entre las sierra de Las Planchadas al oeste, la sierra de Fiambalá al este, y la Cordillera de Buenaventura al norte, en una zona de transición entre el Sistema de Famatina, las Sierras Pampeanas Noroccidentales, y la Puna Austral respectivamente (Fig. 1). El Bolsón de Fiambalá se ubica dentro de la faja climáticamente seca denominada "Diagonal Árida" (Bruniard 1982) que se extiende a lo largo del pie occidental de los Andes, desde el Ecuador hasta los ~32° latitud sur, donde cruza hacia el piedemonte oriental andino y desciende hacia la Patagonia (Tripaldi y Zárate 2016). En particular, a la latitud de la zona de estudio tales condiciones se deben al alto orográfico que representan los Andes, las cuales producen un efecto de barrera de los vientos occidentales húmedos provenientes del Océano Pacífico. Por este motivo en la región de estudio las precipitaciones no superan los 100 mm/año promedio (Servicio Meteorológico Nacional 2015), se concentran en el período estival, y cuando ocurren presentan carácter torrencial. Además, los vientos tienen

una marcada dirección preferencial hacia el NNE, y alcanzan su velocidad máxima promedio de 13,7 km/hora en los meses de septiembre y octubre, aunque son frecuentes los vendavales de entre 40 y 100 km/hora (Servicio Meteorológico Nacional 2015, Viera 1982). Tales condiciones determinan un clima árido (Meigs 1953), que junto a la gran disponibilidad de material arenoso, la escasez de vegetación, la tala de la vegetación arbustiva, y las prácticas ligadas a la agricultura, han favorecido el desarrollo de las distintas acumulaciones eólicas. Las mismas se pueden encontrar tanto en los flancos del valle, ascendiendo sobre la sierra de Fiambalá, como en el centro del mismo, donde se destaca el campo de dunas de Medanitos. Este se extiende desde la localidad homónima hasta la de Fiambalá al sur, ocupando una superficie de 18 km² (Fig. 1b), y se encuentra dominado por acumulaciones eólicas de pequeño a mediano porte formadas al reparo de la vegetación, que hacia el noreste van aumentando de tamaño, dando lugar a dunas tipo barján, con crestas barjanoides, y dunas transversales de hasta 5 m de altura. A su vez, el campo de dunas de Medanitos es atravesado por el

río Fiambalá, un curso de agua de carácter permanente que drena de norte a sur el área de estudio. El río Fiambalá recibe al río Guanchín en la localidad homónima, un tributario principal, que viene desde el oeste cortando las serranías que hacen de divisoria con el valle de Cazadero Grande-Chaschuil (Fig. 1b).

El estudio del campo de dunas de Medanitos resulta sumamente importante por varios motivos tanto científico-académicos como socio-ambientales. Por un lado, es un excelente ejemplo actual de un ambiente de interacción eólica-fluvial, el cual no ha sido exhaustivamente estudiado, destacándose los trabajos de Langford (1989), Langford y Chan (1989), Tripaldi *et al.* (1998), Bullard y McTainsh (2003), Tripaldi y Limarino (2008) y Al-Masrahy y Mountney (2015). Por ende, su estudio resulta necesario para mejorar la comprensión de los distintos procesos sedimentarios y la caracterización de estos sistemas depositacionales frecuentes en el noroeste argentino. Por otro lado, el campo de dunas de Medanitos presenta una significativa dinámica depositacional, evidenciada por el avance de arenas eólicas sobre la localidad homónima a una

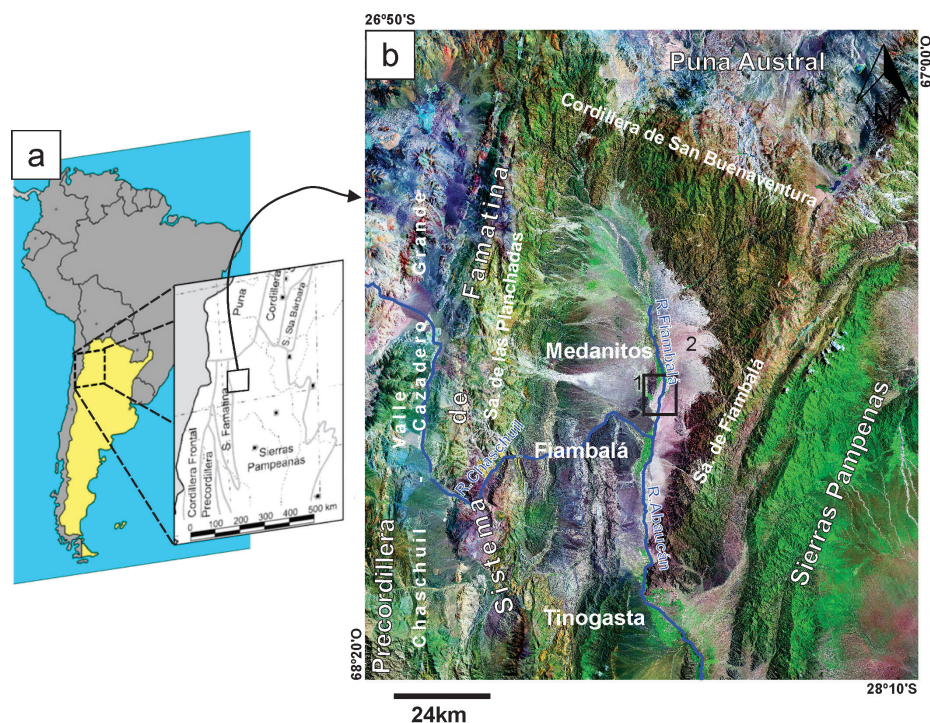


Figura 1 . Mapa de ubicación del área de estudio. a) Escala regional; b) Escala local, en el cual se señalan las principales acumulaciones eólicas: 1) Campo de dunas de Medanitos, 2) Dunas ascendentes. Mapa de las provincias geológicas del territorio argentino modificado de Ramos (1999).

tasa de 26 m/año (Deri y Ciccioli 2016), cubriendo casas y campos de cultivos fundamentales para la economía de subsistencia de las poblaciones de la región. Tasas similares fueron determinadas por Veira (1982), quien estudió las dunas ubicadas en las inmediaciones de Fiambalá. Recientemente, Isla y Espinosa (2017) realizaron un estudio sobre la tasa de migración de una duna barján ubicada en el área de estudio.

En este trabajo se presenta un estudio sedimentológico del campo de dunas de Medanitos entre las localidades de Medanitos y Saujil (Figs. 1b y 2). En particular, se caracterizan granulométricamente las distintas unidades geomórficas reconocidas dentro del campo de dunas, se estudia la composición de los sedimentos, y se establecen las posibles áreas de aporte de los mismos. Finalmente, se analiza la influencia de la composición de los sedimentos en los distintos procesos de transporte, deposición y/o erosión.

MARCO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El área de estudio está ubicada en el sector septentrional del segmento de subducción subhorizontal pampeano de los Andes Centrales, en una zona de transición entre el dominio morfotectónico de Sierras Pampeanas Noroccidentales, el Sistema de Famatina, y la Puna Austral en la provincia de Catamarca (Fig. 1, González Bonorino 1972, Ramos 1999). Las Sierras Pampeanas se encuentran representadas en el borde oriental del bolsón por metamorfitas de alto y bajo grado neoproterozoicas y, en menor medida, por cuerpos graníticos que constituyen la sierra de Fiambalá (Figs. 1b y 2, González Bonorino 1972, Rapela *et al.* 1999). Por su parte, sobre el margen occidental se encuentran sedimentitas marinas, vulcanitas ácidas a básicas y cuerpos graníticos ordovícicos, sedimentitas continentales rojizas del Pérmico y sedimentitas continentales neógenas que conforman la sierra de las Planchadas (Sistema de Famatina, Figs. 1b y 2, Ramos 1999, Rubiolo *et al.* 2001). En cuanto a la Puna Austral, ubicada al norte del área y limitada por la Cordillera de San Buenaventura, se caracteriza por un

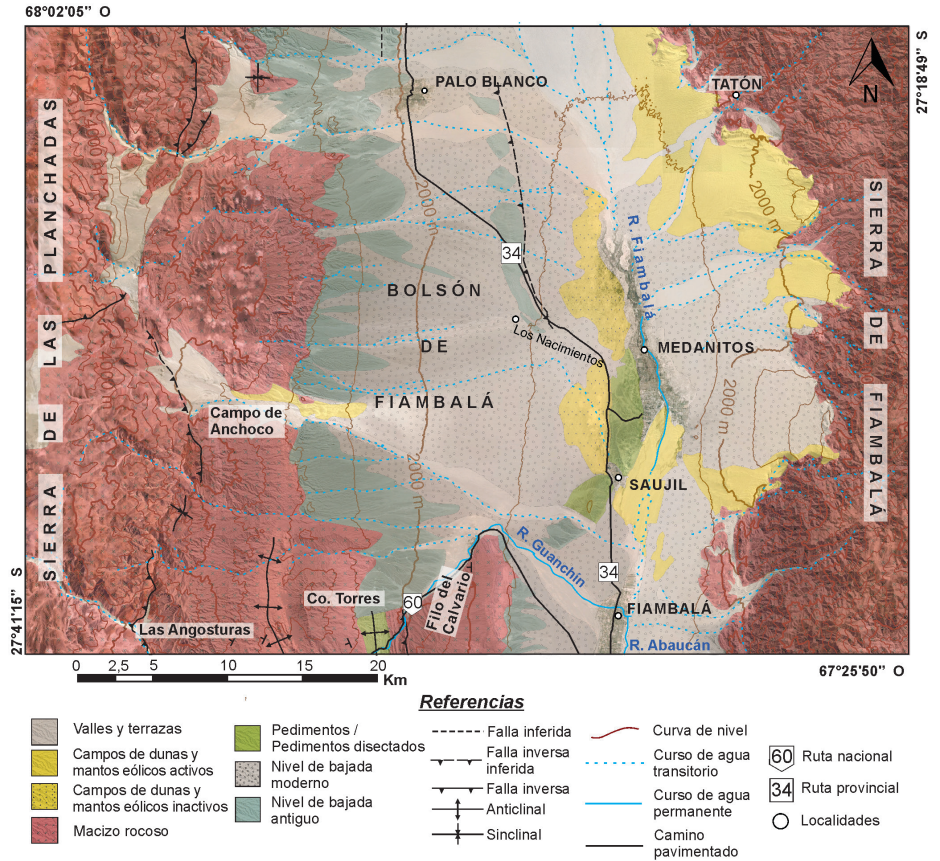


Figura 2 . Mapa geomorfológico del área de estudio.

importante vulcanismo cenozoico (Ramos 1999, Montero López *et al.* 2010, Fernández Turiel *et al.* 2014). En la figura 2 se presenta un mapa geomorfológico del área de estudio donde los dos cordones serranos ubicados a ambos flancos del bolsón representan la unidad macizo rocoso, la cual ha sido parcialmente modificada principalmente por procesos fluviales, aluviales, y eólicos. Se reconocen distintos niveles de bajadas generados por diferentes pulsos de agradación pedemontana (Fig. 2). El nivel de bajada antiguo se encuentra conformado por pefitas que colmataron casi la totalidad del bolsón, y puede observarse, sobre todo en el margen occidental del valle, en cotas comprendidas entre 2400 y 2000 m. Entre Saujil y Palo Blanco, el mismo se encuentra afectado por neotectónica (Peyreya y Rubiolo 1999, Fig. 2). Por su parte, el nivel de bajada moderno se desarrolla a ambos márgenes del valle y presenta la morfología típica propia de una bajada aluvial, caracterizada por el desarrollo de una red de drenaje con diseño distributa-

rio, parcialmente inactiva (Fig. 2). Si bien se carece de dataciones que permitan darles edades absolutas, el nivel de bajada antiguo sería probablemente del Pleistoceno, y el moderno se habría formado durante el Holoceno (Rubiolo *et al.* 2001). También se reconocen distintos niveles de pedimentos producto de la erosión fluvial de los depósitos neógenos, desarrollados principalmente en la parte central del valle (Fig. 2). Se diferencian dos niveles en función de su posición topográfica, y el grado de disección fluvial que presentan. Uno más antiguo y altimétricamente superior, ubicado entre los 2000 y 2200 m de altura, representado al pie del Cerro Torres y labrado sobre sedimentitas miocenas (Formación Tambería, Fig. 2). Remanentes de erosión de este nivel pueden encontrarse al este del bolsón, donde se destacan una serie de lomadas parcialmente cubiertas por extensos campos de dunas eólicas (Fig. 2, Rubiolo *et al.* 2001). Un segundo nivel de pedimentación se observa a cotas menores sobre sedimentitas conglomerádicas pliocenas (Rodados de la Puna, Fig.

2). El mismo se encuentra actualmente dissectado, y remanentes se observan en las inmediaciones de las localidades de Saujil y Medanitos (Fig. 2).

En cuanto al proceso fluvial, se encuentra controlado por distintos cursos de agua de régimen permanente y estacionario, debido a las condiciones climáticas áridas a semiáridas imperantes, que no permitieron el desarrollo de un sistema de drenaje regional integrado. Se destaca a lo largo de la depresión central del valle el río Fiambalá, principal colector de aguas en la zona que desagua hacia el sur en la terminación del bolsón. El mismo es del tipo entrelazado subsecuente, de régimen permanente desde la altura de Los Nacimientos hasta Medanitos, donde se insume en las arenas eólicas y adopta localmente un carácter efímero. Luego de su confluencia con el río Guanchín, comienza a denominarse río Abucán (Fig. 2).

No obstante, las geoformas exógenas activas de mayor importancia en la zona de estudio son los extensos campos de dunas eólicas (Fig. 2), formados a partir de deflación diferencial de materiales aluviales y piroclásticos. Las dunas ubicadas en las cercanías de Fiambalá fueron estudiadas por Viera (1982), quien le atribuyó a la acción antrópica un rol decisivo en la aceleración del proceso eólico, debido principalmente a la tala de la vegetación arbustiva y las prácticas ligadas a la agricultura. El flanco oriental del bolsón (Fig. 1) también se encuentra cubierto por acumulaciones de arenas eólicas de variado tipo, desde un ligero enarenamiento del terreno pedregoso, hasta verdaderas dunas transversales y longitudinales de más de 300 m de altura (probablemente relacionadas con la topografía subyacente) que migran pendiente arriba (Viera 1982). Estas acumulaciones eólicas denominadas dunas ascendentes (Smith 1984, Tsoar 1983) entre otros, han sido observadas particularmente en la zona de Tatón y al este de Fiambalá (Fig. 2).

METODOLOGÍA

Para el estudio geomorfológico y sedimentológico del campo de dunas de Medanitos se analizaron e interpretaron imágenes satelitales Landsat de los años 2002 y 2013

provistas por Google Earth, así como fotografías aéreas del año 1982 (Instituto Geográfico Nacional) que permitieron diferenciar 4 unidades geomórficas: 1) planicie de interacción fluvio-eólica, 2) mantos eólicos, 3) interdunas y 4) dunas (Fig. 3).

De las unidades reconocidas, se tomaron un total de 42 muestras de sedimentos superficiales para análisis granulométricos y composicionales. En particular, en el ambiente de planicie de interacción fluvio-eólica se analizaron 3 óndulas subcúeas y eólicas. En las unidades de interdunas y mantos eólicos se procesaron en total 16 muestras, que dadas las similares geoformas eólicas y estructuras sedimentarias encontradas en cada una de ellas, y a pesar de la diferente posición relativa, extensión y morfología que ocupan dentro del campo de dunas, se decidieron analizar en conjunto. En el ambiente de dunas se estudiaron un total de 23 muestras de arenas superficiales, correspondientes a caras de avalanchas, bases, y crestas de las mismas.

Para los análisis granulométricos fue analizado un peso aproximado de 170 gramos por muestra mediante tamizado en seco

en una máquina agitadora (Ro-Tap) durante 15 minutos. Se emplearon tamices tipo Tyler entre 4 mm (-2 ϕ) y 37 μ (4,75 ϕ) de abertura, dispuestos con un espaciado de raíz cuarta de dos de la escala granulométrica de Udden - Wentworth. Para la fracción gravosa mayor a -2 ϕ (4 mm) se empleó el método de calibre. Dada la poca proporción de sedimentos de tamaño limo mediano a arcilla, no se emplearon métodos de pipeteo para este estudio.

El cálculo de los principales parámetros estadísticos se realizó asumiendo distribuciones lognormales. Media, selección, y asimetría se obtuvieron mediante el método de los momentos; mientras que mediana, moda, y percentil del 1 % (ϕ_1 %) por el método gráfico (Folk y Ward 1957). Además se calculó el porcentaje de material inferior a los 53 μ . Con los resultados obtenidos se efectuaron gráficos de diseción de curvas (Visher 1969) y de discriminación (Friedman 1979), con el propósito de identificar e interpretar la existencia de distintas subpoblaciones dentro de las muestras analizadas.

La composición de las muestras fue observada al microscopio petrográfico sobre

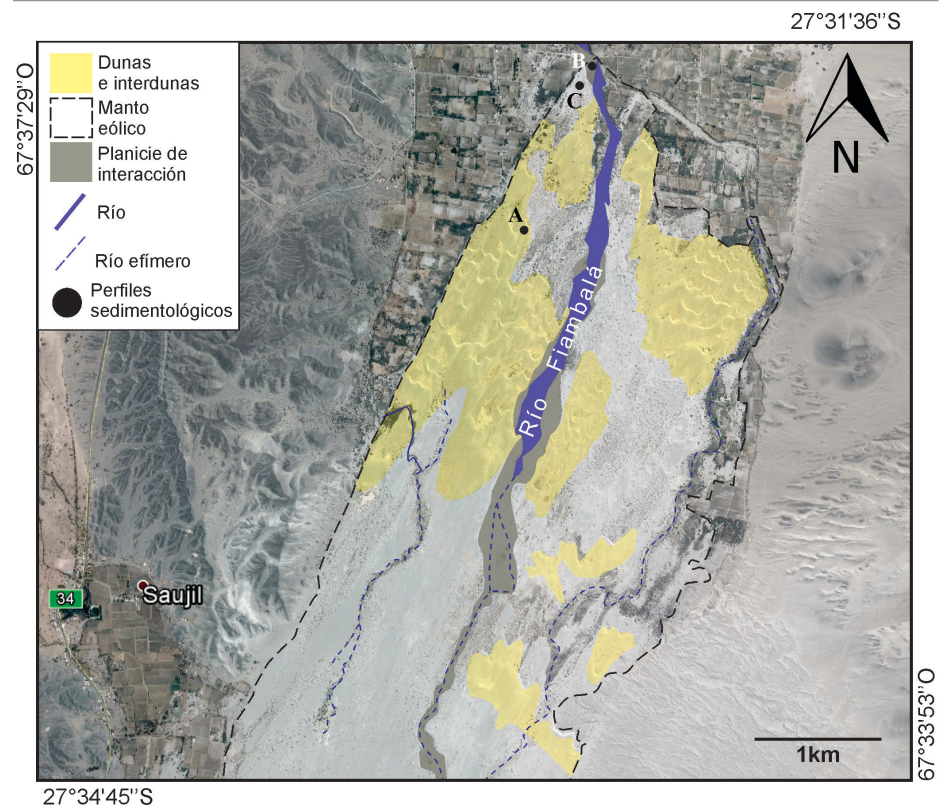


Figura 3. Imagen satelital del campo de dunas de Medanitos, donde se señalan las principales unidades de mapeo y la ubicación de los perfiles sedimentológicos.

12 secciones delgadas de arenas medianas a muy finas artificialmente consolidadas, correspondientes a las distintas geoformas analizadas. Las muestras fueron clasificadas según la propuesta de Folk *et al.* (1970) a partir del conteo de 300 granos por muestra, siguiendo el método de conteo estandarizado (Scasso y Limarino 1997). La composición de la fracción arena gruesa a grava fue observada bajo lupa binocular.

Los perfiles sedimentológicos se levantaron en cortes naturales y calicatas, y para su descripción se empleó la metodología de litofacies propuesta por Miall (1978). Considerando que se tratan de depósitos de génesis fluvial y eólica, se utilizó un código de litofacies compuesto por 3 términos. El primero de ellos hace referencia al tamaño de grano de los depósitos (G para las gravas, S para las arenas y F para las arcillas), mientras que el segundo se refiere a la estructura sedimentaria identificada (p para laminación entrecruzada planar, h para laminación horizontal, l para laminación de bajo ángulo, o m para masividad). Por su parte, el tercer término describe rasgos particulares de importancia para definir el origen de los depósitos, como por ejemplo la gradación inversa en las acumulaciones eólicas. Esta propuesta es similar a la definida por Tripaldi (2002).

GEOMORFOLOGÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL CAMPO DE DUNAS DE MEDANITOS

Las principales acumulaciones eólicas mayores del campo de dunas de Medanitos se agrupan definiendo tres pequeños sectores de dunas, los cuales se encuentran separados por extensas zonas densamente vegetadas con dominio de meso y microformas, que hemos caracterizado como manto eólico. Internamente, entre cada tren de dunas se ubica una zona de interduna de menor desarrollo areal y con menor densidad de vegetación que las zonas de manto eólico, pero con geoformas similares. Además, el campo de dunas de Medanitos se encuentra atravesado por el río Fiambalá, el cual da lugar a una planicie aluvial que interactúa con los procesos eólicos dominantes (Fig. 3).

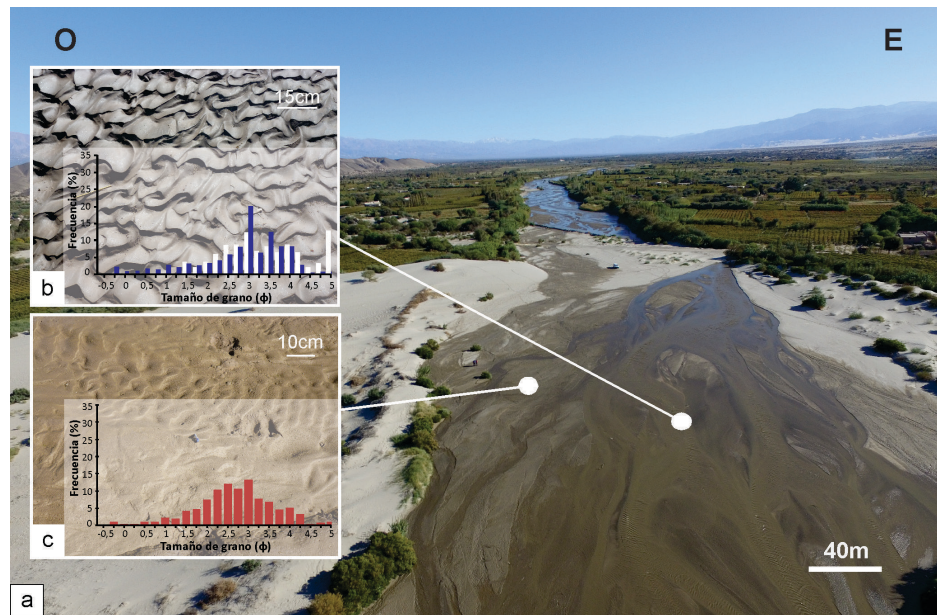


Figura 4. Planicie de interacción eólica-fluvial: a) Imagen aérea donde se observan distintos canales someros activos e inactivos que interactúan con los procesos eólicos; b) Óndulas fluviales; c) Óndulas sometidas a retroabajo eólico, cada una junto a su histograma de frecuencias relativas.

Planicie de interacción fluvio - eólica

El río Fiambalá fluye principalmente a lo largo del eje central del campo de dunas de Medanitos, a través de distintos canales de baja sinuosidad y profundidad que le confieren al río un diseño entrelazado (Figs. 3 y 4a). El mismo exhibe geoformas de acumulación fluvial como barras someras o mesoformas en las áreas de canal, aunque la geoforma principal de acumulación es la planicie de inundación arenosa. Debido a la variabilidad del caudal y diseño del río Fiambalá, esta planicie queda la mayor parte del tiempo expuesta y sujeta a condiciones subaéreas, favoreciendo su interacción con los procesos eólicos. Es así que se pueden encontrar desde geoformas netamente fluviales expuestas hasta geoformas eólicas como óndulas de arena (Fig. 4).

A fines de poder caracterizar esta unidad, se analizaron granulométrica y composicionalmente muestras de óndulas fluviales y eólicas (Fig. 4c). Texturalmente, las primeras presentan una media y moda en arena fina (2,97 ϕ y 2,88 ϕ respectivamente) y están pobre a moderadamente seleccionadas ($\sigma=1,01$). Su asimetría es variable (de negativa a simétrica), así como la cantidad de material fino menor a 53 μ m (Fig. 4b). Presentan un $\phi_{1\%}$ entre 1 y

-0,75 (Cuadro 1), lo que indica un tamaño máximo de grano correspondiente a arena gruesa a muy gruesa.

Por su parte, las arenas de la óndula eólica (Fig. 4c) en la planicie de interacción tienen también una media y moda en arena fina (2,56 ϕ y 2,88 ϕ respectivamente), y moderada a pobre selección ($\sigma=0,98$). Se diferencian de las anteriores en cuanto a su asimetría positiva y la baja cantidad de material fino presente (<53 μ m=2,02 %). El $\phi_{1\%}$ se ubica en arena muy gruesa (-0,25 ϕ ; Cuadro 1).

Manto eólico e interduna

En este trabajo se analizó conjuntamente las unidades correspondientes a manto eólico e interduna dado que presentan similares geoformas de origen eólico y estructuras sedimentarias, entre ellas destacamos: 1) grietas y barquillos de desecación, 2) áreas de deflación, 3) óndulas eólicas, y 4) mesoformas de acreción fijas eólicas.

Las zonas de interduna (Fig. 5a) son áreas planas parcialmente vegetadas ubicadas entre los sucesivos trenes de dunas, que no presentan una extensión y forma definida. El tamaño de las mismas es variable, aunque alcanzan hasta 400 m de largo y 300 m de ancho.

Por su parte, el manto eólico (Figs. 3 y 5b)

CUADRO 1. Principales parámetros granulométricos estadísticos para las arenas de la planicie de interacción eólica-fluvial, del manto eólico, y de las interdunas.

Subambientes	Muestras	x (φ)	σ	Sk	Moda (φ)	%<53μ	φ1%	K	
Planicie de interacción fluvio-eólica	Óndulas fluviales	S20	3,27	0,93	0,09	2,88	18,38	1	2,78
		S32	2,68	1,09	-0,95	2,88	2,00	-0,75	3,57
		\bar{x}	2,97	1,01	-0,43	2,88	10,19	0,13	3,18
	Óndulas eólicas	S21	2,56	0,98	0,53	2,88	2,02	-0,25	3,50
	Deflación	S01	1,49	1,48	-0,33	2,13	0,21	-1,10	1,91
		S08	1,73	2,45	-1,08	2,88	0,09	-4,40	3,20
		S03	0,88	2,65	-0,57	2,88	3,34	-4,45	2,12
S07		1,68	2,57	-1,20	2,88	3,21	-4,45	3,25	
S15		2,43	1,92	-1,86	2,88	4,99	-3,90	5,88	
S28		1,71	2,05	-1,00	2,88	4,65	-4,40	3,82	
\bar{x}		1,65	2,19	-1,01	2,76	2,75	-3,78	3,36	
Manto eólico e interduna	Megaóndulas	S12	0,55	1,18	1,04	-0,13	0,04	-0,62	2,61
		S17	-0,04	0,64	2,42	-0,13	0,00	-0,74	9,45
		S24	0,00	1,28	1,68	-0,62	0,65	-2,00	5,35
		S04	-0,09	0,54	-0,12	-0,13	0,00	-1,4	4,74
		\bar{x}	0,10	0,91	1,25	-0,25	0,17	-1,19	5,53
	Óndulas de arena mediana	S29	1,64	1,15	0,14	0,87	0,25	-0,75	2,07
	Óndulas de arena fina	S13	2,31	0,56	0,21	2,13	0	1,15	2,93
Mesoformas	S11	2,88	0,59	-0,38	2,88	0,50	1,25	3,40	
	S18	2,13	0,64	0,67	1,88	0,07	0,95	3,25	
	S14	2,51	0,75	-0,44	2,85	2,88	0,77	2,85	
	S23	2,60	0,86	0,55	2,45	2,12	0,88	2,45	
	\bar{x}	2,53	0,71	0,10	2,44	0,68	0,96	2,99	

\bar{x} : media; σ: selección; Sk: asimetría; % < 53 m: porcentaje de material de tamaño de grano inferior a 53 m; φ1%: tamaño de grano correspondiente al primer percentil; K: curtosis.

consiste en una extensa cobertura de arena eólica ubicada entre los tres sectores de dunas que se reconocen en el campo de dunas de Medanitos. Este subambiente se encuentra más densamente vegetado que las áreas de interduna, y se expande hacia el sur del área de estudio, donde ya no hay un desarrollo claro de grandes dunas.

Grietas y barquillos de desecación: Los barquillos son de material arcillo-limoso, y presentan formas poligonales bien defi-

nidas de entre 15 y 70 cm de largo cada lado, separados por grietas de desecación de hasta 4 cm de apertura rellenas por material tamaño arena. Las mismas conforman superficies de más de 100 m de largo por 50 m de ancho (Fig. 5c), que en general se encuentran lateralmente asociadas a sectores donde el manto eólico y la interduna se encuentran deflacionados (Fig. 5a).

Áreas de deflación: Se tratan de superficies planas o levemente onduladas donde

no se han observado geoformas de acumulación eólica bien definidas, pudiendo encontrarse apenas óndulas eólicas pobremente desarrolladas (Fig. 5d) y pequeñas mesoformas fijas de menos de 0,5 m de altura. Se caracterizan por la presencia de una capa superficial con abundantes fragmentos pumíceos elongados y subredondeados, de hasta 4 cm de longitud (Fig. 5e). Texturalmente se tratan de arenas medianas a finas con una media promedio en arena mediana (1,65 φ), aunque

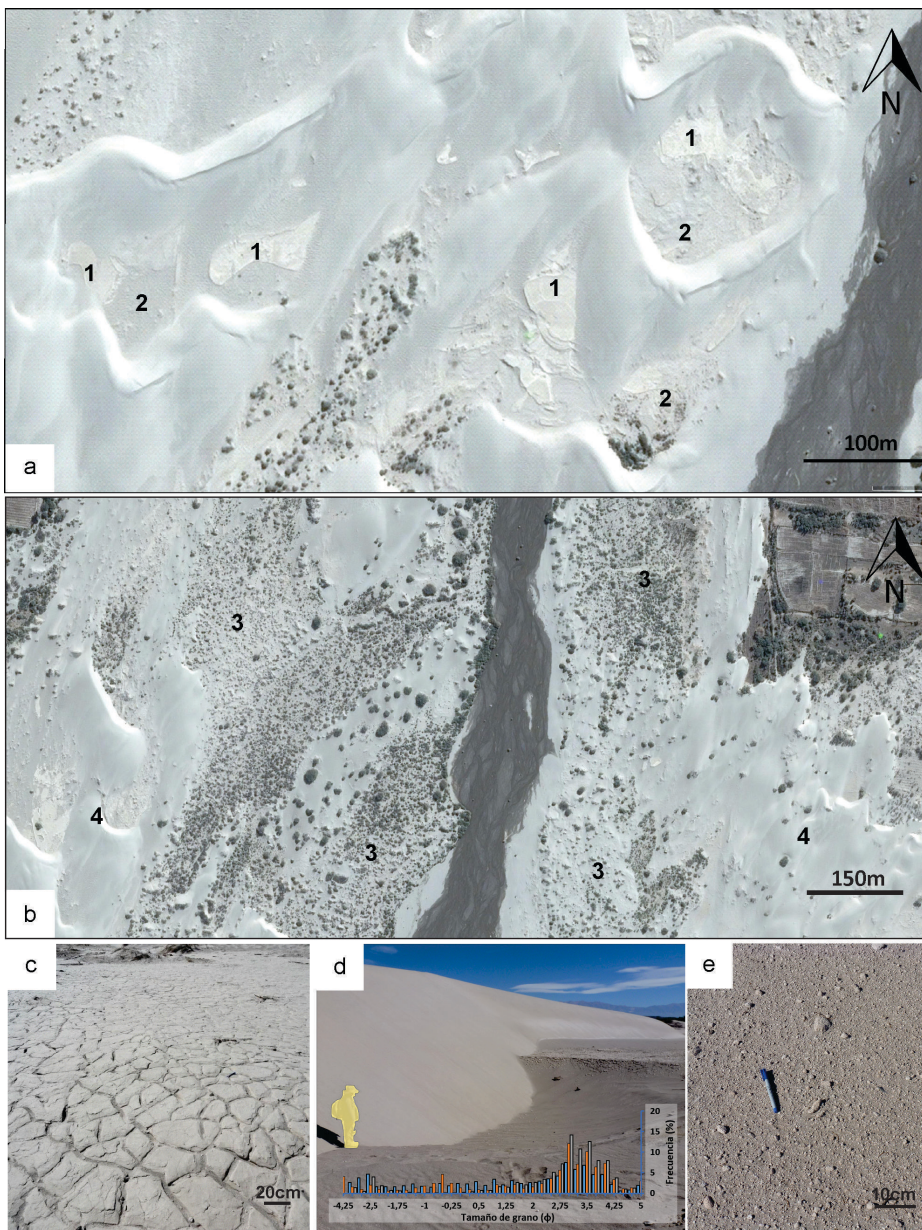


Figura 5. Manto eólico e interduna: a) Imagen satelital indicando áreas de interdunas con extensas superficies con grietas y barquillos de desecación (1) y áreas de deflación (2); b) Manto eólico con mesoformas de acreción fijas (3) y su transición al campo de dunas (4); c) Detalle de superficie con grietas de desecación en la interduna; d) Vista del área de deflación en la interduna con el histograma de frecuencias relativas correspondiente; e) Detalle de la capa superficial con abundantes fragmentos pumíceos del área de deflación.

el tamaño modal promedio es arena fina (2,76 ϕ). Se encuentran muy pobremente seleccionadas ($\sigma = 2,19$), presentan distribuciones unimodales y bimodales desde leptocúrticas a platicúrticas, con asimetría negativa ($Sk = -1,01$, Fig. 5d) y una significativa participación de material fino menor a 53 μ (hasta 4,99 %). El $\phi 1\%$ promedio corresponde a material tamaño guija (-4,81 ϕ , Cuadro 1).

Óndulas eólicas: Son las geoformas de acumulación eólica de menor porte, pero

las de mayor cobertura areal encontradas en las zonas de interduna y manto eólico (Fig. 6). En general, las mismas presentan un sentido de migración hacia el NNE, en coincidencia con las dunas (Fig. 6a). A partir de las observaciones de campo realizadas se pudieron distinguir tres tipos: megaóndulas (*megaripple*, Ellwood *et al.* 1975) u óndulas de gránulo (*granule ripple*, Sharp 1963), presentes en los subambientes de interduna y manto eólico; óndulas de arena mediana presentes sólo

en el manto eólico, y óndulas de arena fina desarrolladas sólo en las áreas de interdunas.

Las megaóndulas se caracterizan por presentar crestas sinuosas, donde se concentran los tamaños de grano más gruesos (Fryberger *et al.* 1992, Qian *et al.* 2012, Basilici y Dal' Bó 2014, Dal' Bó y Basilici 2015). Su longitud de onda (λ) es en promedio de 60 cm, y poseen una altura (H) de hasta 8 cm (Fig. 6b), con un índice de óndula ($RI = \lambda/H$) menor a 15. Los resultados obtenidos indican que se componen de arenas gruesas con una media promedio de 0,1 ϕ , y una moda promedio superior al 25 % ubicada en -0,25 ϕ (arena muy gruesa). Su selección es pobre a moderada ($\sigma = 0,91$), y presentan una distribución unimodal desde mesocúrtica a muy leptocúrtica (K promedio = 5,53) con marcada asimetría a finos ($Sk = 1,25$). Es escasa la cantidad de material fino presente (menor al 0,65 %), y el $\phi 1\%$ se ubica en arena muy gruesa a sábulo (-1,19 ϕ en promedio, Cuadro 1). En particular, estos granos de mayor tamaño consisten en fragmentos pumíceos elongados y subangulosos, de entre 3 mm y 1 cm de largo, que presentan mayor tamaño en las zonas de manto eólico.

En las áreas de manto eólico se pudieron diferenciar óndulas eólicas de menor tamaño de grano que las megaóndulas, con una H inferior a 1 cm, una λ de 20 cm promedio (Fig. 6c), y un RI mayor a 15. Las mismas se componen de arenas medianas (1,64 ϕ), pobremente seleccionadas ($\sigma = 1,15$), que muestran una distribución polimodal platicúrtica (K = 2,07) y simétrica ($Sk = 0,14$). La moda principal se ubica en 0,87 ϕ (arena gruesa), pero hay modas secundarias en 0,5 ϕ (arena gruesa) y 3-3,25 ϕ (arena fina, Fig. 6e). La participación de material fino <53 μ es despreciable (0,25 %) y el $\phi 1\%$ corresponde a arena muy gruesa (-0,75 ϕ , Cuadro 1).

En el área de interduna se hallaron óndulas eólicas con crestas sinuosas bifurcadas de menor tamaño de grano que las anteriores, con una λ de 30 cm y H menor a 1 cm (Fig. 6d), dando un RI mayor a 30. Consisten en arenas finas (2,31 ϕ) moderadamente seleccionadas ($\sigma = 0,56$), sin presencia de material fino menor a 53 μ , coincidente con la distribución unimodal simétrica ($Sk = 0,21$) y mesocúrtica (K =

2,93) que presentan. El ϕ 1% se ubica en el tamaño arena mediana (1,15 ϕ , Cuadro 1). Se diferencian de las megaóndulas previamente caracterizadas no sólo por su menor tamaño de grano y altura, sino también por su mejor selección (Fig. 6e). *Mesoformas de acreción fijas*: Se incluyen aquí las acumulaciones de arena eólica ancladas a la vegetación (Fig. 7a), que no tienen la capacidad de migrar, pero sí de agrandar lateral y verticalmente, como las sombras de arena (Bagnold 1954) y los *zibars* (Nielson y Kocurek 1986). Las sombras de arena se desarrollan al reparo de la vegetación existente, siendo más recurrentes en las zonas de manto eólico, y alcanzan entre 0,3 a 1,5 m de altura, y una longitud máxima de 6 m (Fig. 7b). Las mismas tienen la capacidad de unirse lateralmente con otras, y así dar lugar a montículos ondulado que se disponen en forma transversal a la dirección de vientos dominantes. En esta contribución se optó por denominarlos *zibars* (Nielson y Kocurek 1986), debido a que es una terminología empleada con mayor frecuencia en la literatura respecto a la de *gozes* (Bagnold 1954, 1973). No obstante, estas formas no resultan migratorias como las definidas por Nielson y Kocurek (1986), y no solo crecen lateralmente, sino también verticalmente producto de la migración de óndulas eólicas, como fuera descrito por Limarino y Martínez (1992) y Tripaldi (2002). Geomorfológicamente se caracterizan por presentar un perfil longitudinal asimétrico, con caras de barlovento que no superan los 5° de inclinación, y caras de sotavento que no superan el ángulo de reposo de la arena suelta. Su altura promedio es de 1 m, aunque excepcionalmente llegan a los 2,5 m, y hasta los 8 m de longitud (Fig. 7c). El análisis granulométrico indica que se tratan de arenas con una media y moda promedio en arena fina (2,53 ϕ y 2,44 ϕ respectivamente), moderada a moderadamente bien seleccionadas ($\sigma = 0,71$), cuya distribución es unimodal mesocúrtica ($K = 2,99$) y marcadamente simétrica ($Sk = 0,10$, Fig. 7d). La participación de material fino menor a 53 m (0,68 % en promedio) es escasa y los valores del ϕ 1% varían desde arena mediana a gruesa (0,77 ϕ - 1,25 ϕ , Cuadro 1).

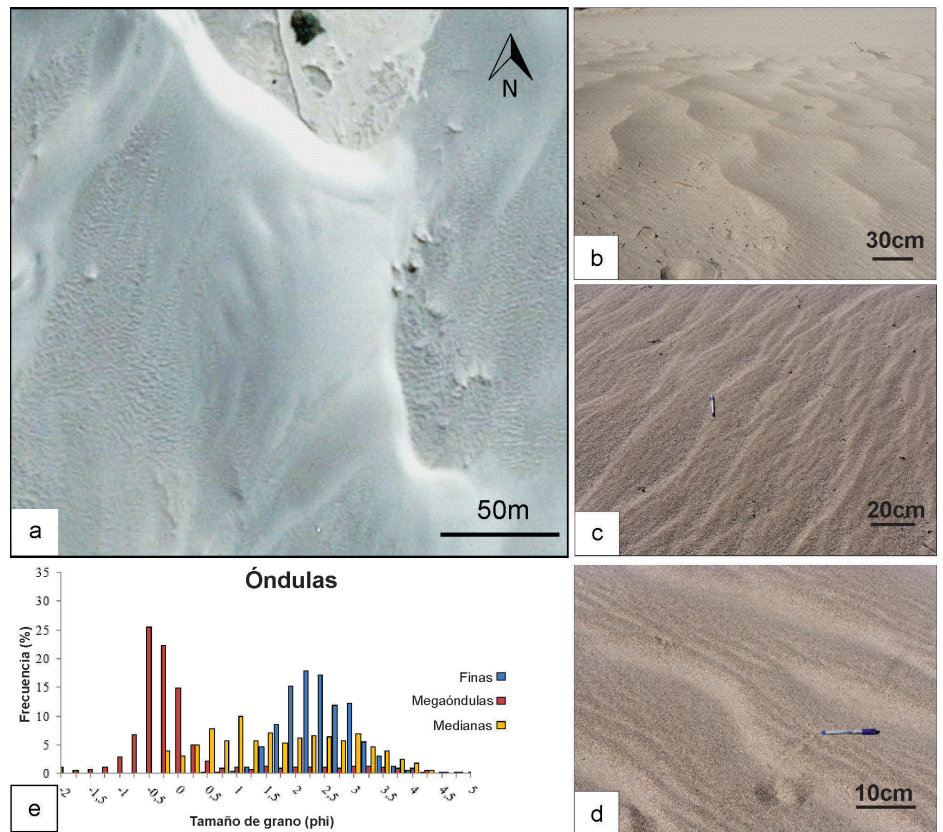


Figura 6. Óndulas eólicas: a) Imagen satelital de óndulas eólicas avanzando hacia el NNE en un sector de interduna y sobre la cara de barlovento de la duna; b) Megaóndulas; c) Óndulas de arena mediana; d) Óndulas de arena fina; e) Histograma de frecuencias relativas para cada tipo de óndula reconocida.

Campo de dunas

El campo de dunas de Medanitos está formado por dunas barjanas que migran al NE, de entre 3 y 8 m de altura, y con longitudes de onda que varían entre 50 y 200 m. Los cuernos de las mismas coalescen lateralmente con los barjanas cercanos, en condiciones de mayor suministro de arena (McKee 1966) para dar lugar a dunas de crestas barjanoides, de entre 150 a 500 m de extensión lateral, con caras de barlovento tendidas y de sotavento inclinadas (Fig. 8a y b). Se han observado óndulas eólicas migrando pendiente arriba sobre las caras de barlovento de las dunas y excepcionalmente en las caras de sotavento (Fig. 8c), donde sí es frecuente encontrar lóbulos de avalanchas bien definidos (Fig. 8d). Texturalmente, las arenas de las dunas muestran valores de media entre 1,31 y 2,39 ϕ (arena mediana a fina), con una media promedio de 2,01 ϕ , y una moda más gruesa de 1,78 ϕ (arena mediana). Se encuentran moderada a moderada-

mente bien seleccionadas ($\sigma = 0,69$), con una distribución mesocúrtica ($K = 3,08$), y asimetría positiva a simétrica ($Sk = -0,38 - 1,27$). Presentan escasa cantidad de material fino (0,22 % en promedio), y valores de ϕ 1% correspondientes a arena gruesa (0,77 ϕ promedio, Cuadro 2). Para poder definir la variación en las características texturales a lo largo de estas acumulaciones de arena, se extrajeron muestras de las caras de sotavento, las bases, y las crestas de las dunas y se calcularon sus parámetros texturales (Cuadro 2). La comparación de los resultados obtenidos y de los histogramas (Fig. 9) permiten afirmar que las caras de sotavento de las dunas presentan el mayor tamaño de grano (1,66 ϕ : arena mediana), y una mejor selección ($\sigma = 0,58$: moderadamente bien seleccionadas). Su distribución es unimodal, asimétrica positiva ($Sk = 0,47$), con moda en 1,52 ϕ (arena mediana), y valores de ϕ 1% correspondientes a arena gruesa (0,51 ϕ promedio). Las bases y crestas presentan una granu-

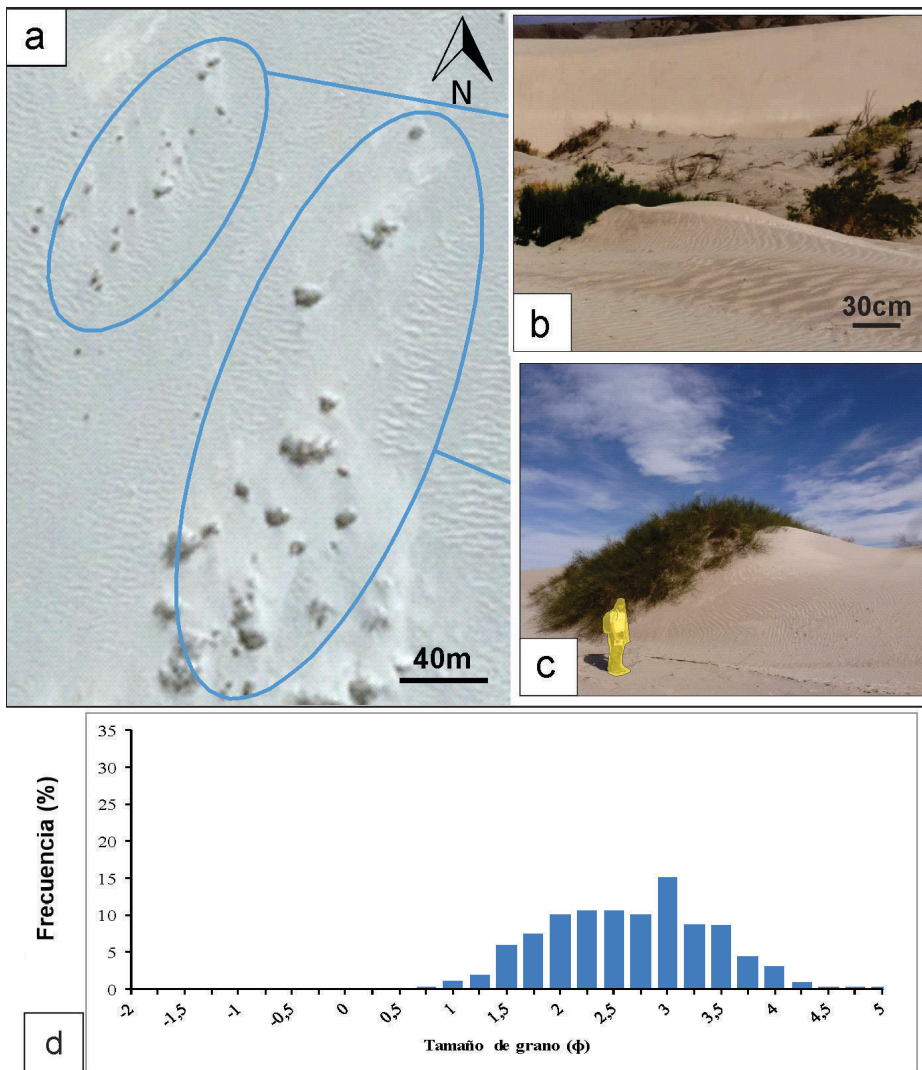


Figura 7. Mesoformas de acreción fijas: a) Imagen satelital donde se señalan meosoformas eólicas ancladas a la vegetación; b) Sombras de arena; c) Zibars; d) Histograma de frecuencias relativas.

lometría media correspondiente a arena fina (entre 2,14 y 2,17 φ promedio) y selección similar entre ellas ($\sigma = 0,72 - 0,75$: moderadamente seleccionadas). También sus distribuciones son unimodales con modas en arena mediana (1,81 - 1,97 φ), pero se distinguen unas de otras en cuanto a su simetría. Las bases son simétricas ($Sk = 0,23$) y las crestas presentan asimetría positiva ($Sk = 0,49$).

PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

Dentro del campo de dunas de Medanitos se levantaron 3 perfiles sedimentológicos, que se corresponden a las distintas unida-

des geomórficas estudiadas. Para ello se usaron tanto cortes naturales como calicatas, cuya ubicación se pueden observar en la figura 3. En los perfiles se distinguieron distintas unidades en función del color, estructura interna y granulometría, definiendo así diferentes litofacies (Cuadro 3).

Descripción

Perfil A (Manto eólico-interdunas): Este perfil de 45 cm de espesor (Fig. 10a) se realizó sobre un corte natural en el área de interduna (Fig. 3). En él se reconocieron 3 unidades (U) de base a techo. La U1 se compone de 20 cm de arenas finas, bien seleccionadas, de color marrón con laminación horizontal (Sh) y/o gradación inversa de intralámina (Shg) a arenas me-

dianas, evidente debido al color más claro que presentan estos horizontes con abundantes fragmentos pumíceos. Por encima se ubica la U2, conformada por 18 cm de capas centimétricas de arenas medianas de color marrón blanquecino, también con laminación horizontal (Sh) y/o una evidente gradación inversa de intralámina (Shg) a arenas gruesas, también con numerosos fragmentos pumíceos de hasta 0,2 cm de diámetro. Por último, la U3 corresponde a un nivel muy delgado de material tamaño limo de color marrón, de carácter masivo (Fm), y con grietas de desecación (Fg).

Perfil B (planicie de interacción eólica-fluvial): Este perfil de 20 cm de espesor (Fig. 10b) fue realizado en un corte natural a orillas del río Fiambalá, correspondiente a la planicie de interacción eólica - fluvial (Fig. 3). Se reconocieron 4 unidades (U), siendo la primera de ellas la U4, de 8 cm de espesor y conformada por capas de grava fina (gránulo) masivas o con estratificación horizontal (Gm/Gh) que gradan a arena gruesa con laminación horizontal (SGh). Los granos de mayor tamaño son nuevamente de fragmentos pumíceos blancos de hasta 1 cm de diámetro. La U5 suprayacente se encuentra integrada por 5 cm de arenas medianas masivas (Sm) de color marrón, en las que se observan de forma aislada fragmentos pumíceos blancos de hasta 0,5 cm de diámetro. El perfil culmina con depósitos semejantes a las unidades U2 y U3 del perfil A.

Perfil C (Calicata en duna inactiva): Este perfil de 3,30 m de espesor (Fig. 10c) fue levantado en una sección artificial realizada en una duna degradada (Fig. 3), y en él se pudieron reconocer varias de las unidades previas, muchas de ellas altamente bioturbadas por raíces de plantas. En la sección basal del perfil se destacan sets de 30 cm de espesor de arenas medianas y gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), definidos como U6. Estos depósitos intercalan con paquetes de 15 - 20 cm de arenas masivas de la U5, y arenas laminadas de la U1, pero sin una conspicua gradación inversa de intralámina. Estas dos últimas unidades son las que dominan la mitad superior del perfil, donde ya no se observan arenas con entrecruzamientos, y se encuentran delgadas láminas de la U3 sin grietas de desecación. Cabe mencionar que en los

últimos 25 cm del perfil se observaron evidencias de pedogénesis.

Interpretación

Las arenas con laminación horizontal (Sh), de bajo ángulo (SI), y gradación inversa de intralámina (Shg) de las U1 y U2, estarían asociadas a la migración de distintas óndulas eólicas. En particular, la gradación inversa de intralámina permite interpretarlas como los depósitos denominados *climbing translateral strata* (Hunter 1977). Dentro de estas se distinguieron acumulaciones tamaño arena fina a mediana (U1) que resultan texturalmente similares a las descritas como óndulas de arena mediana, y el mecanismo de transporte dominante sería el impacto - proyección. Por su parte, las acumulaciones tamaño arena mediana a gruesa con abundante material pumíceo (U2), se asemejan a las descritas como megaóndulas, y en ellas habría una mayor participación del proceso de impacto-reptaje. Los niveles milimétricos de pelitas masivas (Fm, U3) son producto de encharcamientos temporarios que retuvieron el material fino transportado por el viento, el cual sometido a condiciones de exposición subaérea dio lugar a grietas de desecación (Fg). Tripaldi y Limarino (2008) ya han señalado la importancia de estos niveles consolidados para la preservación de los cortes naturales levantados, dado que protegen a las acumulaciones infrayacentes de ser sometidas a la erosión.

Los niveles de gránulo masivos y con estratificación horizontal (Gm/Gh) que presentan numerosos fragmentos pumíceos de hasta 1 cm de diámetro, y gradan a arenas gruesas con laminación horizontal (SGh) en arreglos granodecipientes (U4), estarían asociados a eventos fluviales efímeros de alta competencia que atravesaron el campo de dunas de Medanitos. Por su parte, los niveles de arena entrecruzados (Sp) no fueron tan recurrentes y sólo se reconocieron en el perfil C (U6, Fig. 10c). Los mismos se interpretan como producto de la migración de dunas de crestas rectas de poca altura (McKee 1966, Reineck y Singh 1973, Pye y Tsoar 2009). En cuanto a los depósitos de arena masivos (Sm) de la U5, resulta complejo determinar su estructura

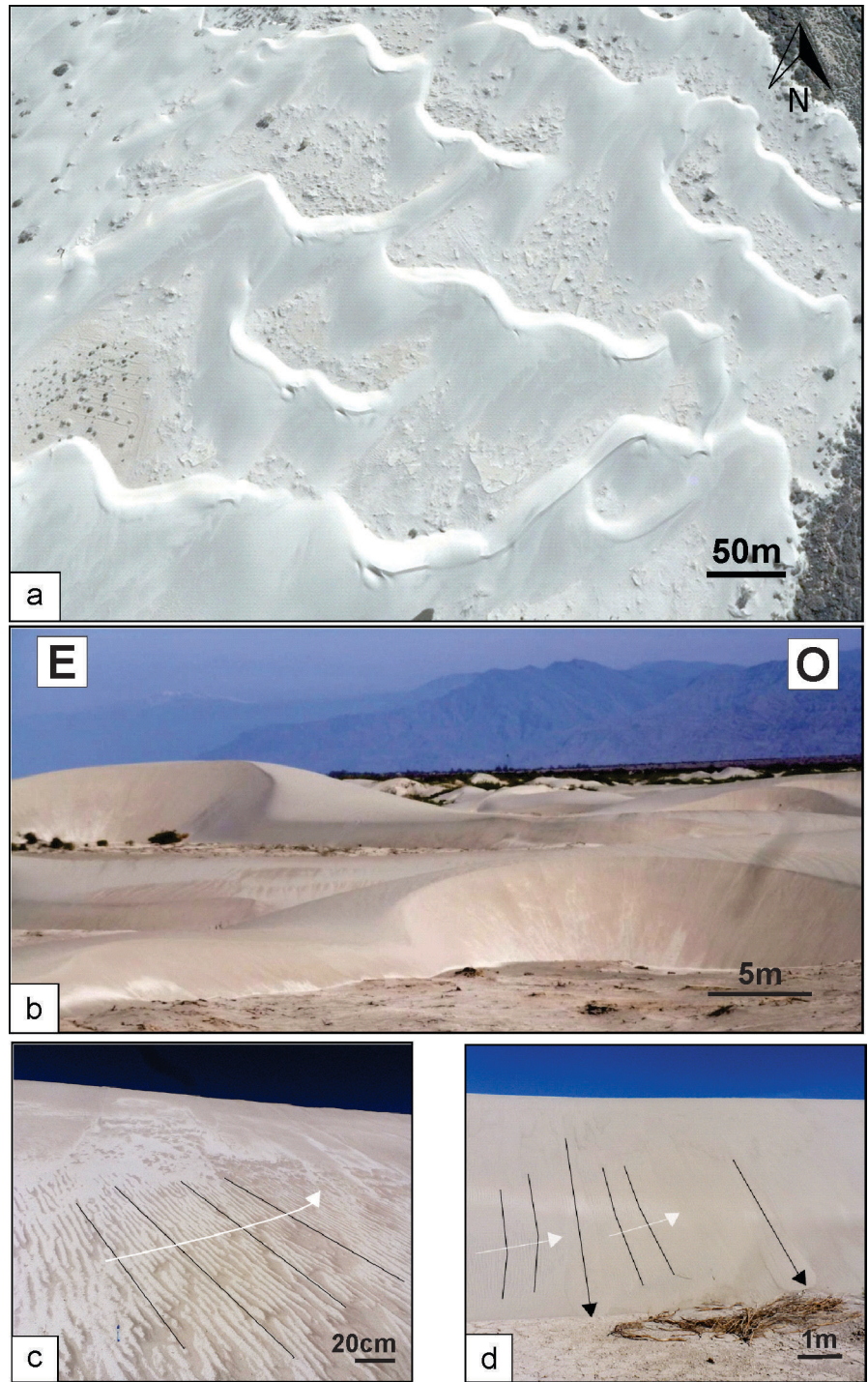


Figura 8. a) Imagen satelital donde se observan las dunas; b) Detalle de dunas de crestas barjanoides; c) Óndulas eólicas ascendiendo sobre la cara de sotavento; d) Lóbulos de avalanchas.

interna debido a la intensa bioturbación a la que estuvo sometida.

Como se puede apreciar, el registro sedimentario reciente muestra el predominio de los procesos eólicos (migración de óndulas y dunas), los cuales interactúan con eventos fluviales efímeros.

CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE LOS DEPOSITOS

Analizando íntegramente los parámetros texturales de las distintas geoformas encontradas en las diferentes unidades de

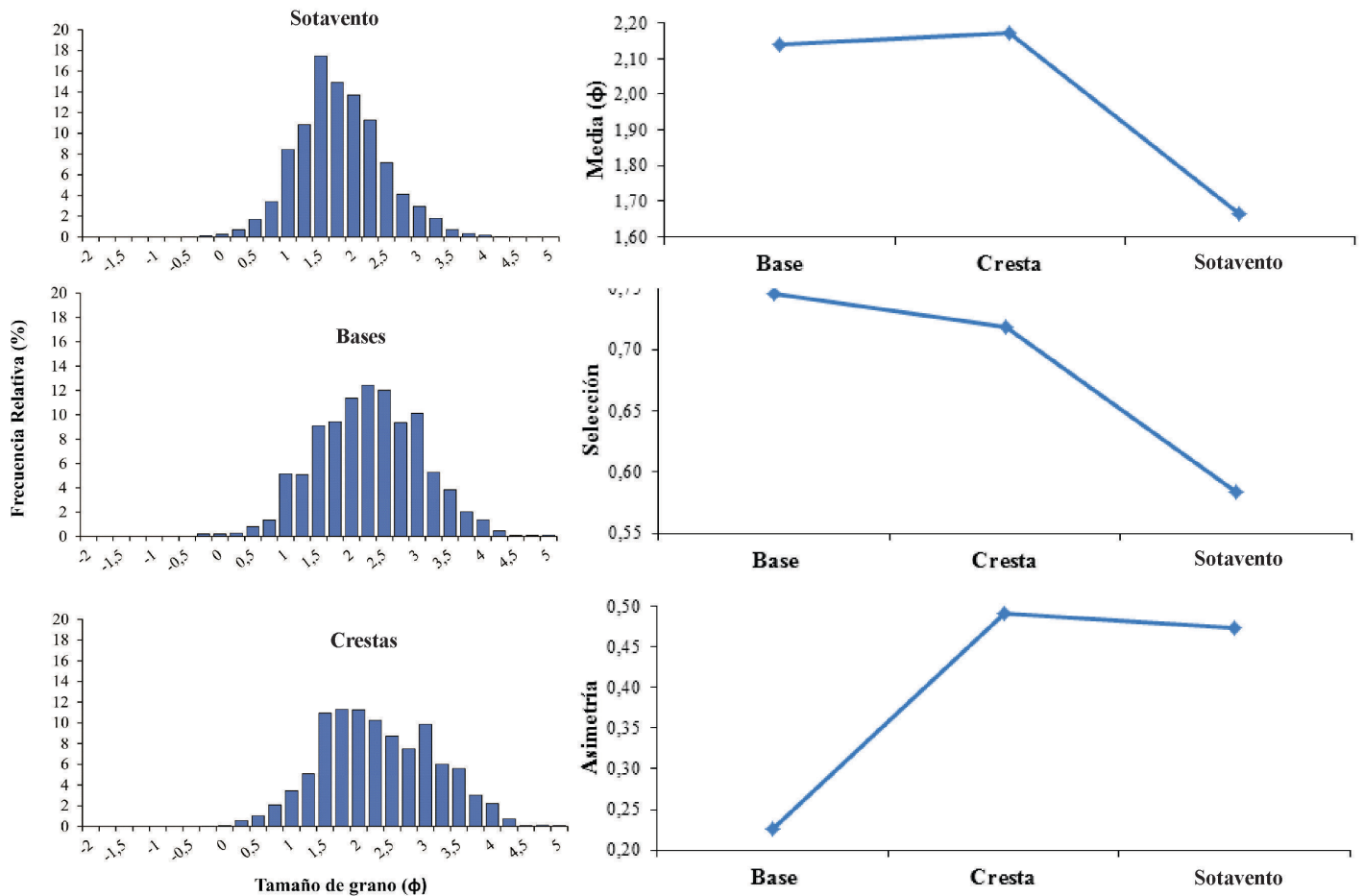


Figura 9. Histograma de frecuencias relativas de distintos sectores de una duna, y cómo varían los valores de media, selección y asimetría en cada uno de ellos.

muestreo, las arenas de las dunas, mesoformas y óndulas eólicas poseen valores de media granulométrica similares a los señalados por numerosos autores para arenas depositadas por el viento (Friedman 1961, Visher 1969, Ahlbrandt 1979, Tripaldi *et al.* 1998, Pyey Tsoar 2009). En las megaóndulas (*megaripple*, Ellwood *et al.* 1975) observadas en el campo de dunas de Medanitos estos valores son sensiblemente mayores.

En cuanto a la selección, las dunas y mesoformas de acreción fijas se encuentran moderada a moderadamente bien seleccionadas, mientras que las óndulas eólicas están moderada a pobremente seleccionadas. Las dunas presentan una selección peor a las documentadas por Ahlbrandt (1979) sobre el análisis de 506 muestras de arenas eólicas pertenecientes a dunas costeras, dunas de grandes desiertos, interdunas y "serirs" de distintas partes del mundo, pero lo contrario ocurre

para las mesoformas. Por su parte, las óndulas se ubican dentro del rango señalado por el autor. Con claridad se diferencian los depósitos de las áreas de deflación, los cuales presentan una muy mala selección y marcada asimetría a gruesos.

A fines de poder detectar la presencia de diferentes subpoblaciones en las muestras analizadas se construyeron los respectivos diagramas de disección de curvas (Visher 1969, Fig. 11) de las distintas geoformas eólicas caracterizadas. En las muestras correspondientes a óndulas eólicas, las óndulas de arena fina son las que se encuentran mejor seleccionadas y no presentan truncamiento alguno (Fig. 11a). En este caso, el mecanismo dominante responsable del movimiento de la arena por el viento sería el impacto - saltación o proyección (Bagnold 1954), el cual implica el alzamiento de un grano por impacto o bombardeo de otro. Por su parte, las megaóndulas y óndulas de arena me-

diana presentan tres truncamientos (Fig. 11a): uno de ellos ubicado en el tamaño limo grueso (4,1 - 4,2 φ), separando una población muy poco representativa que estaría movilizándose por suspensión, de otra mucha mayor que estaría movilizándose por impacto - proyección e impacto - reptaje (Bagnold 1954, Taira y Scholle 1979, Fryberger *et al.* 1992). El segundo truncamiento en el tamaño arena fina es justamente el que permite diferenciar entre estos dos mecanismos de transporte eólico, donde la subpoblación más fina 2,4 - 2,5 φ sería la movilizadora por impacto - proyección, mientras que la de mayor tamaño de grano lo sería mediante impacto-reptaje (Rice *et al.* 1995). Además, dentro de esta última subpoblación se observa otro truncamiento en arena gruesa (1 φ) y muy gruesa (-0,2-0 φ) para las óndulas de arena mediana y megaóndulas respectivamente (Fig. 11a), que diferencia una fracción más gruesa constituida ma-

CUADRO 2. Principales parámetros granulométricos de las arenas según su posición en el cuerpo de la duna.

Muestras	\bar{x} (ϕ)	σ	Sk	Moda (ϕ)	%<53m	ϕ 1%	K	
Sotavento	S02a	1,63	0,53	0,78	1,37	0,00	0,82	3,13
	S22a	1,30	0,56	0,53	1,37	0,00	0,18	3,73
	S26a	1,53	0,64	-0,02	1,37	0,00	-0,05	2,72
	S30a	1,30	0,64	0,49	1,13	0,00	0,00	3,82
	S06a	1,93	0,50	0,35	1,87	0,00	0,90	3,25
	S10a	2,02	0,67	0,59	1,63	0,09	0,85	2,96
	S31a	1,94	0,55	0,57	1,87	0,01	0,87	3,70
	\bar{x}	1,66	0,58	0,47	1,52	0,01	0,51	3,33
Bases	S02b	2,10	0,76	0,19	2,13	0,24	0,62	2,64
	S22b	1,85	0,94	0,08	1,38	0,24	-0,35	2,61
	S26b	1,68	0,76	0,49	0,88	0,19	0,37	2,93
	S30b	2,39	0,83	-0,31	2,88	0,23	0,50	2,67
	S16b	2,31	0,65	0,29	2,13	0,19	0,98	2,79
	S06b	2,37	0,57	0,01	2,38	0,09	1,18	3,48
	S10b	2,31	0,70	0,46	2,13	0,57	1,05	2,95
	S31b	2,13	0,74	0,58	1,88	0,39	0,80	3,10
\bar{x}	2,14	0,75	0,23	1,97	0,27	0,64	2,89	
Crestas	S02c	2,07	0,88	0,54	1,37	0,69	0,72	2,45
	S22c	2,22	0,73	0,82	1,87	0,62	1,01	3,37
	S26c	1,31	0,76	0,60	0,83	0,00	0,06	2,81
	S30c	2,18	0,82	0,45	1,87	0,14	0,76	2,32
	S16c	2,23	0,72	0,28	1,87	0,36	0,76	2,94
	S06c	1,89	0,63	1,27	1,63	0,19	0,90	4,48
	S10c	2,88	0,59	-0,38	2,87	0,50	1,02	3,40
	S31c	2,60	0,62	0,36	2,13	0,26	1,40	2,66
\bar{x}	2,17	0,72	0,49	1,81	0,34	0,83	3,05	
\bar{x}	2,01	0,69	0,39	1,78	0,22	0,67	3,08	

\bar{x} : media; σ : selección; Sk: asimetría; % < 53 m: porcentaje de material de tamaño de grano inferior a 53 m; ϕ 1%: tamaño de grano correspondiente al primer percentil; K: curtosis.

yormente por pómez de menor densidad, de otra de mayor densidad y sin tanta presencia de fragmentos pumíceos (Deri y Ciccioili 2017).

El diagrama de disección de curvas de Visher (1969) de las mesoformas (Fig. 11b) sólo muestra un punto de truncamiento ubicado en 4,0 ϕ (arena muy fina - limo grueso), el cual separa una pequeña subpoblación limo-arcillosa movilizada en suspensión, de otra mayoritaria (entre 97 % y 99,93 %) que incluye hasta arena gruesa, movilizada por impacto - proyección. Ambas subpoblaciones serían

depositadas por caída de grano (*grainfall*), detrás del obstáculo que representa la vegetación.

Por su parte, el diagrama de Visher (1969) de las áreas de deflación (Fig. 11c) permite observar dos puntos de truncamientos. Uno de ellos en 2,5 ϕ (arena fina) separa una subpoblación mejor seleccionada (50 - 65 % de la población total) que se compone de arena fina a muy fina mayormente, la cual estaría siendo movilizada por impacto - proyección predominantemente, sin descartar la suspensión para las partículas más finas. La otra subpoblación se

encuentra poco seleccionada (35 % - 50 % de la población total) e incluye granos desde tamaño arena fina hasta guija (Fig. 11c). Esta subpoblación podría corresponder a la mezcla de impacto - reptaje con procesos fluviales, como saltación y rolido fluvial, debido al tamaño de los granos involucrados, que habrían dado lugar a las distintas formas de acumulación presentes pobremente desarrolladas. Por último, el segundo punto de truncamiento se ubica en -4,0 ϕ (Fig. 11c), y separa una tercera subpoblación bien seleccionada de granos tamaño guija, poco representativa (entre el 1,5 y 5 % de la población total), que correspondería probablemente al material con menor posibilidad de ser deflacionado (*lag*). Su presencia podría deberse a eventos fluviales efímeros de mayor competencia que alcanzan las zonas de manto eólico e interdunas, y que transportarían estos granos de mayor tamaño por rolido.

Finalmente, comparando los diagramas obtenidos para las caras de sotavento, bases, y crestas de las dunas (Figs. 11d-f), se puede observar que son muy similares entre sí, con un truncamiento en el tamaño de arena mediana. Más precisamente ocurre en 1,5 ϕ para las caras de sotavento, y 1,7 ϕ para las bases y crestas, separando una subpoblación más gruesa y mejor seleccionada que incluye entre el 40 % y el 60 % de la población total, de otra más fina compuesta mayormente por arena fina y muy fina, aunque abarcando el limo grueso para las muestras correspondientes a las bases y crestas (Figs. 11e y f). Para estas últimas, el truncamiento estaría separando una población de arena gruesa a mediana transportada por impacto-reptaje, de otra transportada por impacto-proyección (Bagnold 1954, Taira y Scholle 1979, Fryberger *et al.* 1992, Rice *et al.* 1995). En las caras de sotavento el truncamiento estaría indicando estos dos mismos mecanismos de transporte, asociados a la migración de óndulas eólicas desde las bases hacia las crestas de las dunas. Allí ocurren flujos de granos (*grainflow*), donde las partículas gruesas que lo encabezan tienen mayores posibilidades de alcanzar la base de la cara de sotavento (Pye 1982, Clemmensen y Abrahamsen 1983, Schenk 1983). Esto permite explicar la mejor selección y el mayor tamaño

de grano promedio de este conjunto de muestras.

Un segundo diagrama que se construyó es el propuesto por Friedman (1979) en el que se grafica el percentil del 1 % en función de la media, el cual ha demostrado ser muy útil para separar arenas eólicas de arenas fluviales (Fig. 12). Este diagrama muestra que en la mayoría de las arenas correspondientes a dunas, mesoformas, y óndulas de arena fina, el percentil del 1 % es superior a 0,5 ϕ (arena gruesa), pero con una amplia dispersión en los valores de media, que varían entre 1,30 ϕ y 2,88 ϕ (arena mediana a fina). Esto las ubica dentro del campo de arenas eólicas, aunque algunas muestras de dunas caen en el campo de arenas fluviales (Fig. 12), lo que podría deberse a la presencia de óndulas eólicas de arena mediana que ascienden sobre ellas, y en las cuales es común la participación de fragmentos pumíceos de baja densidad, pudiendo así el viento transportar sedimentos de mayor tamaño.

Con mayor certeza ingresan dentro del campo de arenas fluviales las muestras correspondientes a áreas de deflación, megaóndulas y óndulas eólicas de arena mediana (Fig. 12). Aquí el valor del percentil del 1 % se ubica claramente por debajo de -0,5 ϕ (arena muy gruesa), pero la media presenta una mayor variabilidad aún, entre -0,04 ϕ y 2,68 ϕ (arena gruesa/muy gruesa a arena fina). En el caso de las áreas de deflación el alto valor de este parámetro es coherente con lo interpretado anteriormente. Corrientes fluviales inundan las zonas de manto eólico e interdunas, y poseen la energía suficiente para arrastrar estas partículas gruesas hacia allí. Luego, parte de este material por tratarse principalmente de fragmentos pumíceos de baja densidad, podrían ser removilizadas por el agente eólico y participar así en la formación del resto de las geoformas eólicas que se ubican dentro de este campo de arenas fluviales.

Por su parte, las muestras de interacción se ubican tanto en el campo de arenas fluviales como en arenas eólicas, según cual fue el proceso dominante respectivamente (Fig. 12). Las mismas presentan valores de media similares a los depósitos eólicos, diferenciándose de los mismos por el percentil del 1% (arena muy gruesa).

CUADRO 3. Cuadro de las distintas litofacies reconocidas en los perfiles relevados, y su respectiva interpretación paleoambiental.

Litofacies	Descripción	Interpretación
Sm	Arenas masivas	Migración de formas eólicas. Masividad por bioturbación
Shg	Arenas finas a gruesas con gradación inversa de intralámina	Migración de óndulas y megaóndulas eólicas
Sh	Arenas finas a medianas con laminación horizontal	Migración de óndulas eólicas
Sl	Arenas medianas con laminación de bajo ángulo	
Sp	Arenas medianas con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de dunas de crestas rectas
SGh	Arenas gruesas con laminación horizontal	Eventos fluviales efímeros de alta competencia
Gm	Gravas masivas	
Gh	Gravas con estratificación horizontal	
Fm	Limos masivos	Estadios finales de flujos efímeros
Fg	Limos con grietas de desecación	Exposición subaérea

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS ARENAS DEL CAMPO DE DUNAS DE MEDANITOS

A partir del análisis petrográfico de 12 muestras de las arenas del campo de dunas de Medanitos (Cuadro 4), se pudo determinar que las mismas se encuentran constituidas principalmente por granos de cuarzo monocristalino (Qm: 28,6-54,3 %, Fig. 13a) y fragmentos líticos (Lt: 27,4-59,4 %), y en menor medida por feldespatos (Ft: 2,3-18,3 %) y minerales accesorios (Acc: 4,3-12,2 %).

Dentro de los fragmentos líticos, se reconocen fragmentos volcánicos, metamórficos y plutónicos. Los fragmentos volcánicos son los más abundantes reconociéndose tres tipos: 1) trizas vítreas y fragmentos pumíceos (Po, Fig. 13b); 2) volcánicos ácidos (Lva), y 3) volcánicos básicos (Lvb, Fig. 13c). Los primeros predominan con porcentajes entre 22,1 % y 53,4 % del total de las muestras. Las trizas se presentan con forma triangular característica y en Y, angulosas, mientras que los fragmentos pumíceos muestran formas irregulares con abundantes vesículas cilíndricas, en ocasiones rellenas por material arcilloso o minerales opacos (Fig. 13b). Los fragmentos volcánicos básicos se encuentran presentes en cantidades subordinadas (<7 %), mientras que los

metamórficos se encuentran en una proporción más variable, desde ausentes hasta un 12 %. Si bien son más comunes los fragmentos metamórficos de bajo grado (pizarras y filitas, Fig. 13d), se han encontrado algunos fragmentos que evidencian un mayor grado de metamorfismo (esquistos y anfíbolitas, Fig. 13e). Por su parte, los fragmentos plutónicos son escasos (<1,5 %) y presentan textura granular. En cuanto a los feldespatos (Fig. 13f), el más abundante es la plagioclasa (2,2-12,2 %). El feldespato potásico tipo ortosa y sanidina junto al microclino en promedio no superan el 5 %.

A partir de las modas detríticas contabilizadas, las muestras clasifican como litoarenitas volcánicas (o vulcarenita) según la propuesta de Folk *et. al* (1970), mientras que un grupo más reducido de muestras lo hace como litoarenitas feldespáticas (Fig. 14). Estas se diferencian de las primeras por un dominio de los granos de cuarzo por sobre los fragmentos líticos (Q>>Lt), y un mayor contenido de feldespatos (en particular plagioclasa). Este componente aumenta a costa de una menor cantidad de fragmentos pumíceos, que se estarían concentrando en la fracción granulométrica más gruesa no analizada al microscopio pero si vista bajo lupa, según lo observado al describir la sedimentología de las megaóndulas y de las áreas de deflación. Además, las muestras se graficaron en un

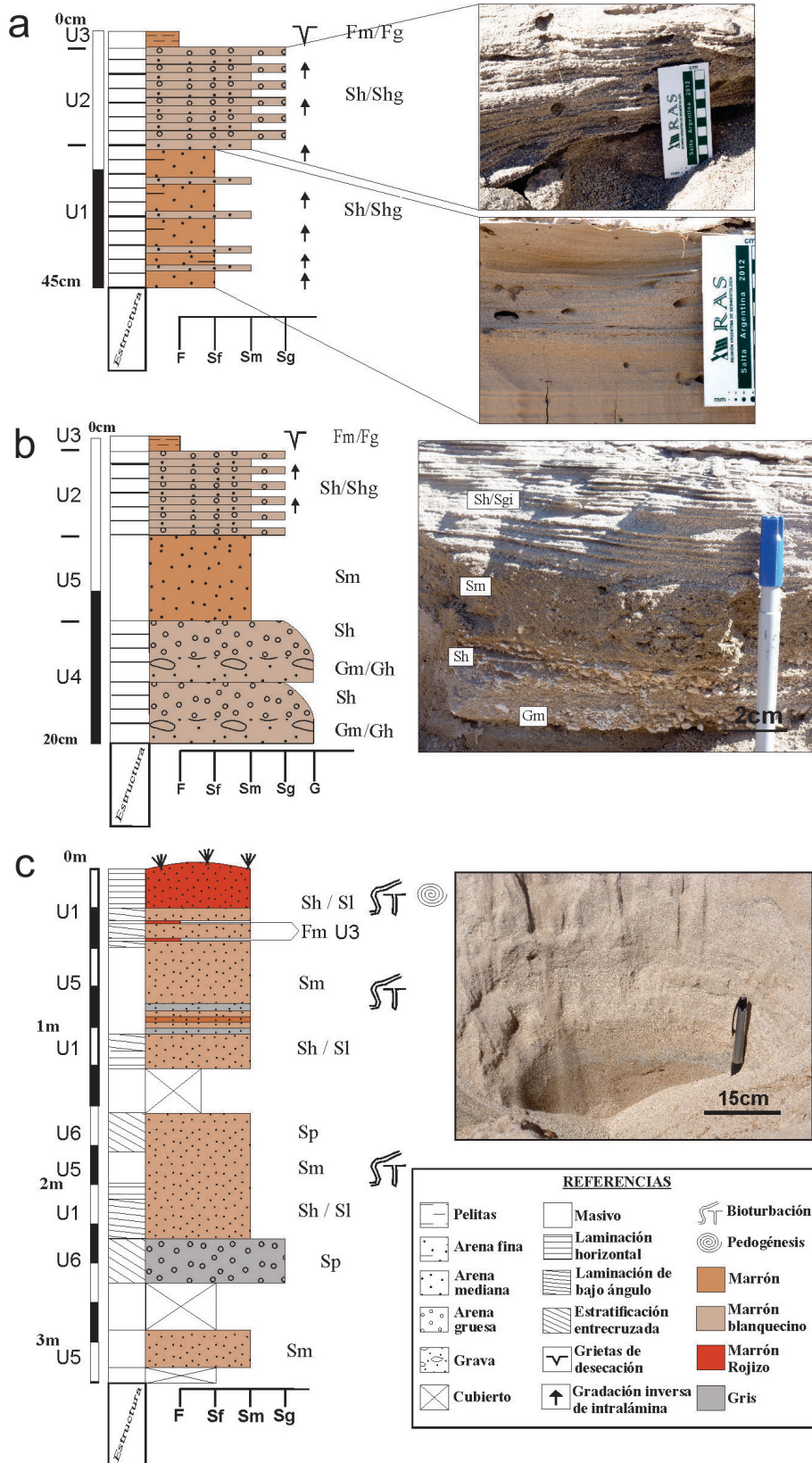


diagrama propuesto en este trabajo, con los diferentes tipos de líticos volcánicos reconocidos (Lva: Lvb: Po) debido a su abundancia (Fig. 14).

Los fragmentos líticos metamórficos de bajo grado serían indicativos de un aporte desde el Sistema de Famatina, representado al oeste del área de estudio, mientras que los fragmentos metamórficos de alto grado indicarían un aporte desde el basamento de Sierras Pampeanas, representado tanto al este como al norte del área. Por su parte, las trizas vítreas y los fragmentos pumíceos que son ampliamente dominantes evidencian un claro aporte de la Puna o de la erosión de los depósitos generados de la misma durante el Cenozoico, en particular, del cerro Blanco (Montero López *et al.* 2010).

DISCUSIÓN

De acuerdo a las observaciones realizadas, las granulometrías de las acumulaciones eólicas descritas en el campo de dunas de Medanitos resultan de la compleja interacción entre los procesos fluviales y eólicos, sumado a la presencia de abundantes fragmentos pumíceos de baja densidad. Estos procesos conviven constantemente en una clara zona de planicie asociada al río Fiambalá, que atraviesa longitudinalmente el sector central del campo de dunas de Medanitos (Fig. 3), pero también en zonas más internas del mismo, a partir de eventos de inundación fluvial que ocurren durante o brevemente después de grandes precipitaciones (Lancaster y Teller 1988). Las lluvias se concentran en los meses de noviembre a marzo, con valores históricos de hasta 100 mm en un sólo día (Servicio Meteorológico Nacional 2015). Es así como llegan las partículas gruesas que caracterizan las zonas de deflación y las megaóndulas, como las de menor tamaño de grano, a las áreas de interduna y manto eólico. El material fino que decanta de estos eventos fluviales, junto a aquel transportado por el viento que pudiese quedar retenido en estos encharcamientos temporarios, queda expuesto a condiciones subaéreas tras su desecación y permite el desarrollo de las extensas superficies de barquillos de de-

Figura 10. Perfiles sedimentológicos: a) En área de interduna; b) Planicie de interacción del río Fiambalá; c) En una duna degradada ubicada actualmente en una zona de manto eólico.

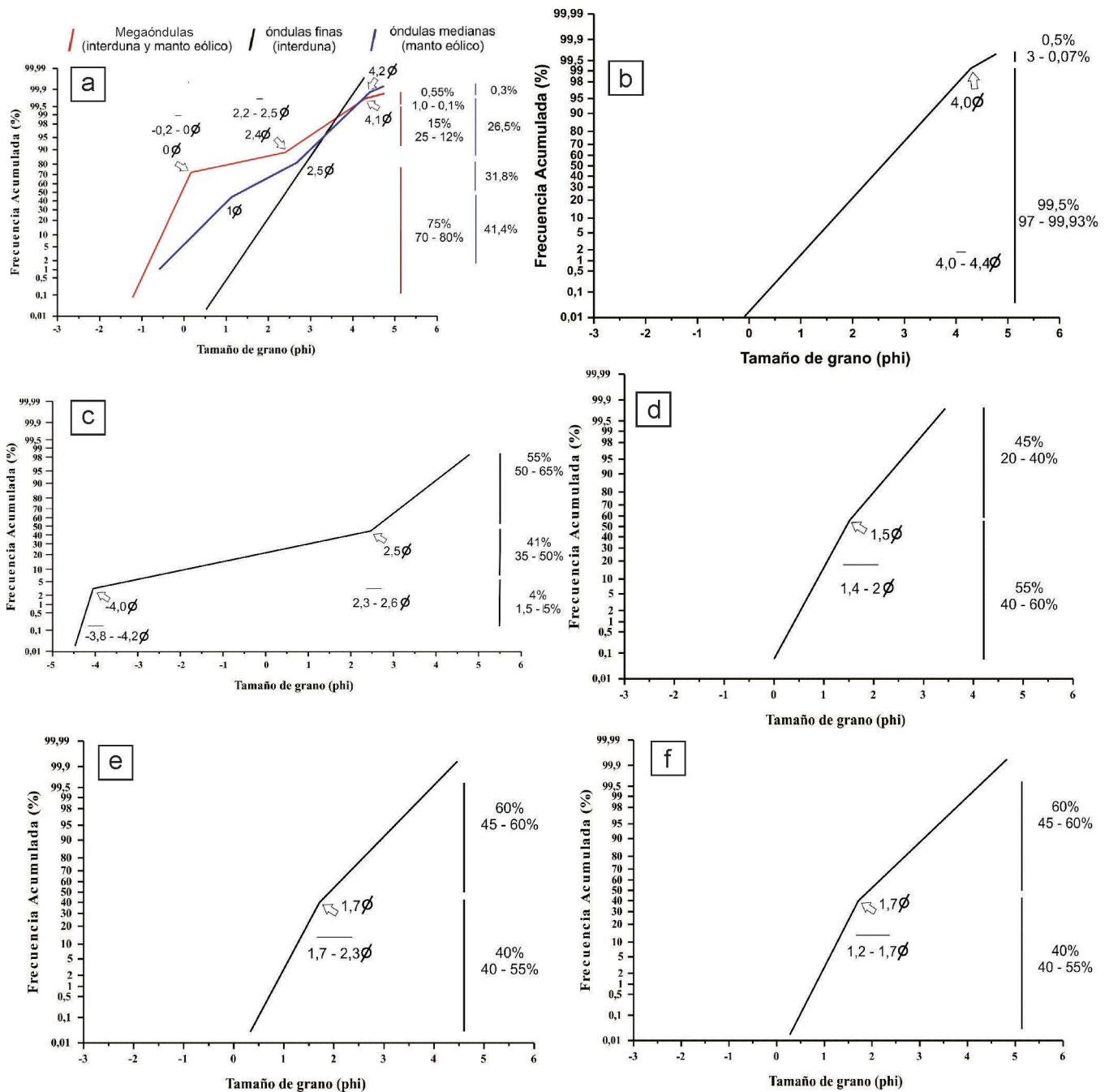


Figura 11. Diagrama de disección de curvas (Visher 1969) de las distintas geoformas muestreadas en el campo de dunas de Medanitos. a) Óndulas eólicas; b) Mesoformas de acreción fijas; c) Áreas de deflación; d) Cara de sotavento de las dunas; e) Base de las dunas; f) Cresta de las dunas.

secación (Glennie 1970, Ahlbrandt y Fryberger 1981, Mountney y Russell 2006) con grietas rellenas de material arenoso, resultado de la migración de óndulas eólicas sobre este sustrato. Tripaldi y Limarino (2008) les atribuyen a estas superficies un papel importante en la preservación de los depósitos eólicos en ambientes de interacción fluvio - eólica como en el que nos

encontramos, pues constituyen horizontes compactos que protegen de la erosión a las acumulaciones eólicas infrayacentes. Ejemplo de esto son los cortes naturales levantados a orillas del río Fiambalá y en la culminación lateral de un área de deflación ubicada en una zona de interduna del campo de dunas de Medanitos (Fig. 10a y b).

Por su parte, las diferencias granulométricas de las distintas acumulaciones presentes en las zonas de interduna y manto eólico refieren a la génesis de cada una de ellas. En este sentido, resulta de utilidad el diagrama de discriminación propuesto por Friedman (1979) que permite separar las muestras fluviales de las eólicas (Fig. 12), y corroborar lo anteriormente dicho. Dado

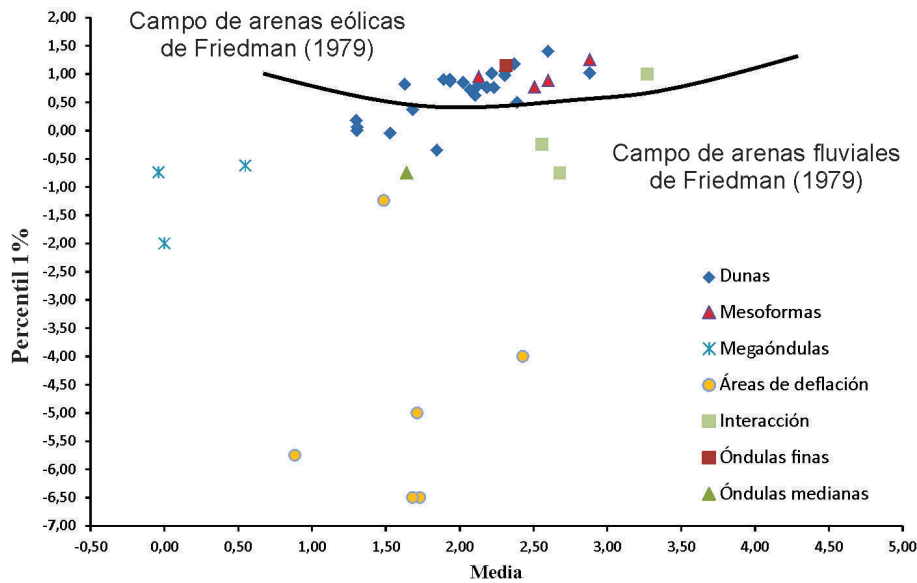


Figura 12. Representación del $\phi 1$ % en función de la media para las distintas geoformas muestreadas, sugerido por Friedman (1979) para discriminar arenas eólicas y de retrabajo fluvial.

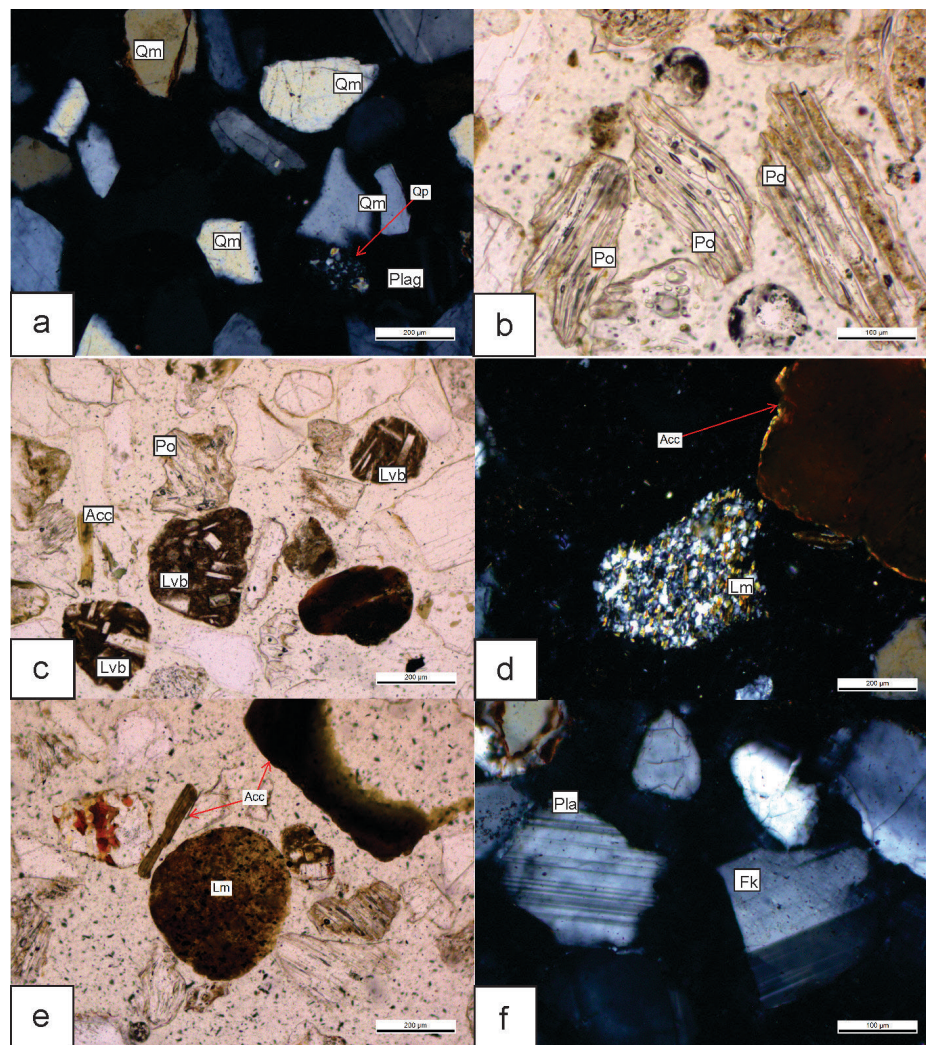


Figura 13. Imágenes de las muestras de arena al microscopio. a) Granos subangulares de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp); b) Fragmentos pumíceos (Po) moderadamente alterados a arcillas; c) Fragmentos de líticos volcánicos básicos (Lvb) con textura hialopílica, junto a un grano de muscovita como mineral accesorio (Acc); d) Fragmento de lítico metamórfico (Lm) de bajo grado; e) Fragmentos de líticos metamórficos (Lm); f) Grano de plagioclasa con macla polisintética (Pla) y de feldespato potásico (Fk) con macla de 2 individuos o Carlsbad.

que el mismo considera el percentil del 1 %, una medida de cola sensible a pequeñas variaciones granulométricas, es natural que un mayor tamaño de grano refiera a un medio de mayor competencia como lo es el fluvial respecto al eólico. Es así como llegarían las partículas de tamaño arena gruesa a gránulo que caracterizan las áreas de deflación, las cuales posteriormente se verían imposibilitadas de moverse por el agente eólico bajo condiciones normales, conservándose generalmente como un material residual (*lag*). No obstante, en presencia de vientos intensos este material podría ser movido y participar en la formación megaóndulas (Fryberger *et al.* 1992), motivo por el que también ingresan en el campo de arenas fluviales (Friedman 1979). Este hecho se vería favorecido por la baja densidad de los abundantes fragmentos pumíceos ($0,7 \text{ g/cm}^3$), pudiendo el viento transportar incluso por saltación partículas mayores a 1ϕ , máximo teórico que podría movilizar este agente mediante ese mecanismo (Visher 1969, Folk 1971, Gillette 1979, 1981, Tsoar y Pye 1987, Fryberger *et al.* 1992, Pye y Tsoar 2009, Lancaster 2009). De hecho, experimentos en túnel de viento realizados por De Silva *et al.* (2013) para tratar de explicar la formación de óndulas de gránulo con gran cantidad de fragmentos pumíceos encontradas en la Puna, también estudiadas por Milana (2009), muestran que en presencia de vientos con velocidades de $16,5 \text{ km/h}$, es posible movilizar por saltación fragmentos pumíceos de hasta $0,7 \text{ cm}$ de longitud ($\approx -3 \phi$). Estos mismos autores remarcan la importancia de las partículas en saltación ya que favorecen el impacto - reptaje de partículas aún más gruesas, mecanismo fundamental en la formación de megaóndulas y óndulas de gránulo (Greeley y Iversen 1985, Fryberger *et al.* 1992).

Este conjunto de acumulaciones eviden-

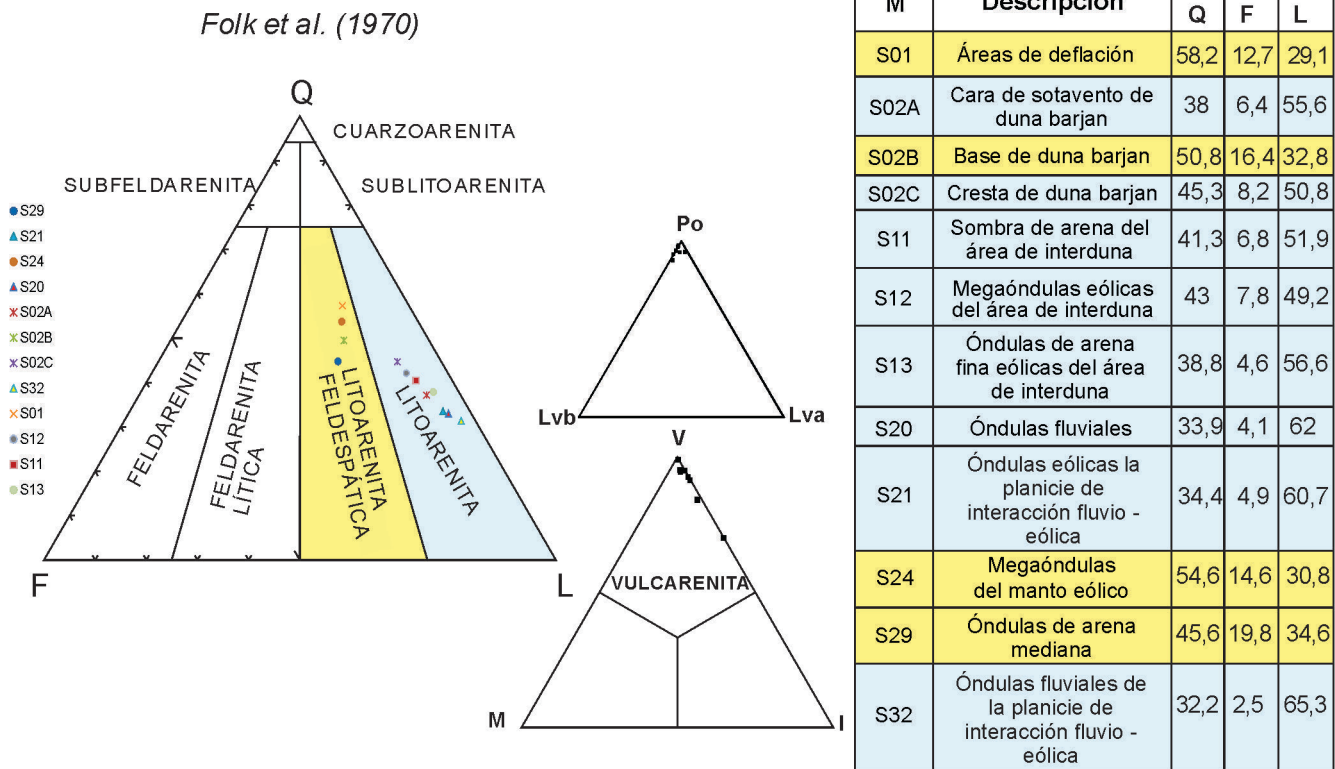


Figura 14. Diagrama QFL de clasificación de Folk et al. (1970) y diagramas ternarios hijos VMI y PoLvbLva. Abreviaturas: Q: cuarzo, F: feldespatos, L: fragmentos líticos, M: fragmentos líticos metamórficos, V: fragmentos líticos volcánicos, I: fragmentos líticos plutónicos, Lvb: fragmentos líticos volcánicos básicos, Lva: fragmentos líticos volcánicos ácidos, Po: fragmentos pumíceos y trizas volcánicas.

cian el desarrollo de inundaciones periódicas, que junto a la presencia de superficies cementantes, arenas de grano grueso, y una extensa cubierta vegetal, limitan la cantidad de arena disponible para el transporte eólico. Todas estas son características que suelen caracterizar a las zonas de manto eólico a nivel mundial, pero que también se observan en las áreas de interdunas del campo de dunas de Medanitos, ya que en ambientes eólicos intermontanos como en el que nos encontramos, las incursiones fluviales son más significativas y frecuentes que en los grandes mares de arena (Collinson 1986). En cuanto a las dunas, cuyo desarrollo se ve desfavorecido por las condiciones anteriormente mencionadas (Kocurek y Nielson 1986), bases y crestas presentan arenas de similar tamaño de grano y composición, debido a la migración de óndulas eólicas por impacto - reptaje e impacto - proyección sobre la cara de barlovento, hasta llegar al tope de las dunas. Allí, una vez superado el ángulo de reposo de las arenas finas a medianas, ubicado en 32°

- 34°, el material granular cae en forma de flujo (*grainflow*) sobre la cara de sotavento, mejorando la selección de las arenas y segregándolas granulométricamente (Fig. 9). Es así que más cerca de la base de la cara de sotavento se encuentran las partículas de mayor tamaño que encabezan los lóbulos de avalancha, mientras que hacia la cresta se concentran las granulometrías menores sin capacidad de desplazarse tanto (Pye 1982, Schenk 1983, Clemmensen y Abrahamsen 1983). Según lo observado al microscopio, las muestras de megaóndulas, óndulas de arena mediana, áreas de deflación, junto a las bases de las dunas, presentan un dominio de granos de cuarzo por sobre los de fragmentos líticos, y un mayor contenido de feldespatos, en particular plagioclasa. Esto las diferencia del resto de las geoformas de acumulación eólicas y de las fluviales (caras de sotavento y crestas de las dunas, mesoformas, óndulas de arena fina, y óndulas fluviales), en cuales la proporción de fragmentos pumíceos es mayor, que en el otro grupo que

se estarían concentrando en la fracción granulométrica más gruesa no analizada al microscopio. En este sentido, sería interesante valorar como podrían estar influenciados los parámetros estadísticos considerando una fracción gruesa ampliamente dominada por restos pumíceos, subestimados en su peso respecto al volumen de muestra total que representan. Si se contempla que las arenas eólicas provienen principalmente del retrabajo de depósitos fluviales y lacustre, y en menor medida de la erosión de rocas fuentes (e.g. Fryberger et al. 1979, Muhs et al. 2003, Tripaldi et al. 2010), tales diferencias composicionales podrían sugerir diferentes áreas de aporte. No obstante, los autores consideran que solamente se debería a un proceso de deflación diferencial de los fragmentos pumíceos tamaño arena fina - mediana, y que la principal área fuente de sedimentos del campo de dunas de Medanitos sería la Puna. Estos serían traídos desde allí por el río Fiambalá, dado que las muestras de origen flu-

CUADRO 4. Composición recalculada al 100 % de las muestras de arena analizadas.

Muestra	Qm	Qp	Qt	Fk	Pla	M	Ft	Lva	Lvb	Po	Lp	Lm	Lt	Acc
S02A	34,9	1,3	36,2	2,7	3,4	0	6,1	1,3	2,0	47,7	0,7	1,3	53	4,7
S02C	40	0,5	40,5	1,1	5,8	0,5	7,4	0	1,6	27,9	0	12,1	41,6	10,5
S11	37,7	0,7	38,4	2,1	3,5	0,7	6,3	0	3,5	42,7	0,7	1,4	48,3	7,0
S12	39,1	0,7	39,8	0	6,5	0,7	7,2	0	1,5	41,3	0	2,9	45,7	7,3
S13	35,0	1,5	36,5	2,2	2,2	0	4,4	0,7	5,1	47,5	0	0	53,3	5,8
S20	30,4	0	30,4	0,7	2,2	0,7	3,6	0	3,0	50,4	0	2,2	55,6	10,4
S21	28,8	1,4	30,2	1,4	2,2	0,7	4,3	2,2	0,7	42,5	0,7	7,2	53,3	12,2
S32	28,6	0,7	29,4	0	2,3	0	2,3	0	1,5	53,4	0	4,5	59,4	9,0
S01	54,3	1,4	55,7	2,9	9,3	0	12,2	0	2,1	22,1	0	3,6	27,8	4,3
S02B	47,5	0,7	48,2	5,0	10,6	0	15,6	0	2,8	27,7	0,7	0	31,2	5,0
S24	47,2	1,4	48,6	1,4	10,3	1,4	13,1	0	0	24,0	0	3,4	27,4	10,9
S29	41,2	0,7	41,9	1,3	12,2	4,7	18,3	0,7	6,8	17,6	1,3	5,4	31,9	8,1

Abreviaturas: Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Qt: cuarzo total, Fk: feldespatos potásicos, Pla: plagioclasa, M: microclino, Ft: feldespatos total, Lva: fragmentos líticos volcánicos ácidos, Lvb: fragmentos líticos volcánicos básicos, Po: fragmentos pumíceos y trizas, Lp: fragmentos líticos plutónicos, Lm: fragmentos líticos metamórficos, Lt: fragmentos líticos totales, Acc: minerales accesorios.

vial son las que presentan la mayor cantidad de fragmentos pumíceos, a partir de la erosión de los depósitos volcánicos y volcanoclasticos generados en el domo volcánico de la caldera del Cerro Blanco, ubicado en la Cordillera de San Buenaventura (Montero López *et al.* 2010, Isla y Espinosa 2017). El caudal variable del río Fiambalá permite que estos sedimentos queden expuestos a condiciones subaéreas, y disponibles para el retransporte eólico. Tampoco se descarta como área de aporte secundaria al Sistema de Famatina, fuente de gran parte de los fragmentos líticos minoritarios (volcánicos ácidos y básicos, metamórficos de bajo grado, plutónicos), transportados por el río Guanchín, y removilizados por el viento desde sus planicies hasta el campo de dunas de Medanitos.

Respecto a los procesos de interacción eólica-fluvial, en el campo de dunas de Medanitos se han podido identificar los seis tipos de interacciones reconocidas por Langford (1989) a partir del detallado análisis de depósitos modernos: inundación de interdunas por corrientes superficiales y subsuperficiales, deposición subcúnea en áreas de interduna, endicamiento de corrientes fluviales por geoformas eólicas, erosión de dunas, y deflación de sedimentos fluviales que son introducidos al sistema eólico. Además, según la clasificación propuesta por Al-Masrahy y Mountney (2015), basada en el análisis de imágenes satelitales de 130 ejemplos

de 60 campos de dunas en todo el mundo, en el campo de dunas de Medanitos se reconocieron 3 de los 10 tipos de interacción eólica-fluvial: incursiones fluviales perpendiculares a las crestas del tren de dunas, canales fluviales que atraviesan la totalidad de campo de dunas, y culminación de sistemas fluviales en campos de dunas.

A lo largo del todo el campo de dunas de Medanitos se ha podido observar de forma recurrente una alternancia de sedimentos transportados por el viento y la acción fluvial en forma autocíclica. Por este motivo, y apoyándose en los perfiles sedimentológicos levantados, es que sería lógico encontrar en el registro sedimentario una interestratificación de escala métrica o menor de este tipo de depósitos.

CONCLUSIONES

Los estudios realizados han permitido establecer las siguientes conclusiones acerca del campo de dunas de Medanitos:

El campo de dunas de Medanitos resulta un excelente ejemplo de interacción eólica-fluvial desarrollado en un valle intermontano.

En el mismo se han reconocido cuatro unidades geomórficas caracterizadas por la presencia de distintas geoformas de acumulación y erosión: 1) planicie de interacción eólica-fluvial, 2) manto eólico, 3) interdunas y 4) dunas.

En la planicie de interacción se reconocen geoformas de acumulación eólica y fluvial, principalmente óndulas con una media y modal en arena fina, pobre a moderadamente seleccionadas, y con diferentes proporciones de material fino (<53 μ). En las fluviales estos valores llegan hasta 18,38 %, mientras que en las eólicas no supera el 2,02 %.

En las zonas de manto eólico e interduna se reconocen áreas de deflación, mesoformas fijas, óndulas de arena fina, óndulas de arena mediana, y mégaóndulas, que evidencian condiciones ambientales similares: inundaciones periódicas, superficies cementantes, arenas de grano grueso, cubierta vegetal, y vientos unidireccionales. Las primeras tres presentan una media y moda en arena fina a mediana, mientras que en las megaóndulas estos valores se ubican en arena gruesa y muy gruesa respectivamente. Por su parte, las óndulas de arena mediana se diferencian del primer grupo por una moda en arena gruesa.

Las dunas son del tipo barján y de crestas barjanoides, con un tamaño modal en arena mediana y una distribución unimodal mesocúrtica. Se diferencian las bases y crestas, con un tamaño de grano promedio en arena fina y moderada selección, de las caras de sotavento de las dunas, cuya granulometría promedio es arena mediana y la selección es moderadamente buena. Esto se debe al proceso de flujo de granos (*grainflow*) que experimentan

las arenas en las crestas de las dunas, una vez superado el ángulo de reposo, el cual las segrega granulométricamente y mejora su selección.

Composicionalmente se determinaron dos grupos de muestras, unas que clasifican como litoarenitas volcánicas o vulcarenitas, con abundantes fragmentos pumíceos, y otras que lo hacen como litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.* 1970). Tal diferenciación respondería a un proceso de deflación diferencial de los fragmentos pumíceos tamaño arena fina - mediana menos densos ($\sim 0,7 \text{ g/cm}^3$) de las muestras del segundo grupo.

En ambos grupos composicionales los componentes modales mayoritarios (cuarzo monocristalino, fragmentos pumíceos, y en menor medida plagioclasa) sugieren una fuente volcánica, infiriéndose que es la Puna una de las principales áreas de aporte.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco del proyecto PICT 2015-2239 de la ANP-CyT. Los autores agradecen al Servicio Meteorológico Nacional por facilitar los datos climatológicos de la localidad de Tinogasta (Catamarca), y al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo para las actividades de campo y gabinete. También se agradece a los Dres. Elisa Beilinson y Felipe Rivelli por el arbitraje realizado, así como a la editora adjunta Dr. Alfonsina Tripaldi por las sugerencias realizadas al presente manuscrito. Las mismas han servido para mejorar notablemente la calidad del trabajo.

REFERENCIAS

- Ahlbrandt, T.S. 1979. Textural parameters of eolian deposits. En Mckee, E. D. (ed.) A study of global sand seas, U. S. Geological Survey Professional Paper 1052: 187-238.
- Ahlbrandt T.S. y Fryberger S.G. 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. En: Etheridge F.G. y Flore R.M. (eds.). Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration, SEPM Special Publication 31. 293-314, Tulsa.
- Al-Masrahy, M.A. y Mountney, N.P. 2015. A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research* 17: 67-88.
- Bagnold, R.A. 1954. The physical aspects of dry deserts. En: Cloudsley-Thompson, J.L. (ed.), *Biology of deserts*: 7-12. London.
- Basilici, G. y Dal' Bó, P.F.F. 2014. Influence of subaqueous processes on the construction and accumulation of an aeolian sand sheet. *Earth surface processes and landforms* 39: 1014-1029.
- Bullard, J.E. y McTainsh, G.H. 2003. Aeolian-fluvial interactions in dryland environments: scales, concepts and Australia case study. *Progress in Physical Geography* 27: 471-501.
- Bruniard, E. 1982. La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95: 5-20.
- Clemmensen, L. B. y Abrahamsen, K. 1983. Aeolian stratification and facies associations in desert sediments, Arran Basin (Permian), Scotland. *Sedimentology* 30: 31-39.
- Collinson, J.D. 1986. Deserts. En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Publications: 95-112, London.
- Dal' Bó, P.F.F. y Basilici, G. 2015. Intermontane eolian sand sheet development, Upper Tulum Valley, central-western Argentina. *Brazilian Journal of Geology* 45: 97-115.
- De Silva, S.L., Spagnuolo, M.G., Bridges, N.T. y Zimbelman, J.R. 2013. Gravel-mantled megaripples of the Argentinean Puna: A model for their origin and growth with implications for Mars. *GSA Bulletin* 125: 1912-1929.
- Deri, M.N. y Ciccioli, P.L. 2016. Caracterización morfosedimentaria del Campo de Dunas de Medanitos, Bolsón de Fiambalá, Catamarca. 7° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 15° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 72, Santa Rosa.
- Deri, M.N. y Ciccioli, P.L. 2017. Distintos tipos de óndulas eólicas del Campo de Dunas de Medanitos, Bolsón de Fiambalá, provincia de Catamarca. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas ST7: 13- 18, San Miguel de Tucumán.
- Ellwood, J.M., Evans, P.D. y Wilson, I.G. 1975. Small scale aeolian bedforms. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 554-561.
- Fernandez Turiel, J.L., Perez Torrado, F.J., Saavedra, J., Osterrieth, M. y Carrizo, J.L. 2014. Cerro Blanco origino la mayor erupción de los últimos 5000 años en el noroeste de Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas, Córdoba.
- 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 distribution of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology* 26: 3-32.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. Brazos River bar - A study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-27.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of geology and geophysics* 4: 937-968.
- Folk, R.L. 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, 1. Geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology* 16: 5-54.
- Fryberger S.G., Ahlbrandt T.S. y Andrews S. 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle aeolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 733-746.
- Fryberger, S.G., Hesp, P. y Hastings, K. 1992. Aeolian granule ripple deposits, Namibia. *Sedimentology* 39: 319-331.
- Gillette, D.A. 1979. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion. En: Morales, C (ed.), *Saharan dust*, Wiley: 71-91, Chichester.
- Gillette, D. A. 1981. Production of dust that may be carried great distances. *Desert Dust: Origin, Characteristics, and Effect on Man* 186: 11-26.
- Glennie, K.W. 1970. Desert sedimentary environments. *Developments in Sedimentology* 14: 1-222, Amsterdam.
- Gozález Bonorino, F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá (provincia de Catamarca). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127, 74 p. Buenos Aires.
- Greeley, R. y Iversen, J.D. 1985. *Wind as a Geological Process*. Cambridge University Press, 333 p., Cambridge.
- Hunter, R.E. 1977. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple

- structures. *Journal of Sedimentary Research* 47: 697-706.
- Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V.A. 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires.
- Isla, F. y Espinosa, M. 2017. Upper quaternary evolution of the dune field of the Bolsón de Fiambalá, Catamarca: Sand dispersal at the Andes piedmonts. *Quaternary International* 442: 59-66.
- Kocurek, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favorable for the formation of warm-climate eolian sand sheets. *Sedimentology* 33: 795-816.
- Lancaster N. y Teller J.T. 1988. Interdune deposits of the Namib Sand Sea. *Sedimentary Geology* 55: 91-107.
- Lancaster, N. 2009. Aeolian features and processes. *The Geological Society of America*, 1-25.
- Langford, R. P. 1989. Fluvio-aeolian interactions. Part I. Modern systems. *Sedimentology* 36: 1023-1035.
- Langford, R. P. y Chan, M. A. 1989. Fluvio-aeolian interactions. Part II. Ancient systems. *Sedimentology* 36: 1037-1051.
- Limarino, C.O. y Martínez, G. 1992. Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el Bolsón de Guandacol. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2: 295-302, La Plata.
- McKee, E. D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico. *Sedimentology* 7: 3-69.
- Meigs, P. 1953. World distribution of arid and semi-arid homoclimates. *Reviews of research on arid zone hydrology* 1: 203-210.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604.
- Milana, J. P. 2009. Largest wind ripples on Earth? *Geology* 37: 343-346.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Seggiaro, R., Brod, J.F. y Marrett, R. 2010. Estratigrafía y geoquímica del volcanismo de composición intermedia (Mioceno Superior- Plioceno) en el extremo oriental de la Cordillera de San Buenaventura (Puna Austral). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 112-129.
- Mountney N.P. y Russell A.J. 2006. Coastal aeolian dunefield development and response to periodic fluvial inundation, Sólheimasandur, southern Iceland. *Sedimentary Geology* 192: 167-181.
- Muhs, D. R., Reynolds, R. L., Been, J. y Skipp, G. 2003. Eolian sand transport pathways in the southwestern United States: importance of the Colorado River and local sources. *Quaternary International* 104: 3-18.
- Nielson, J. y Kocurek, G. 1986. Climbing zibars of the Algodones. *Sedimentary Geology* 48: 1-15.
- Pereyra, F.X. y Rubiolo, D.G. 1999. Bosquejo morfoestructural del sector occidental de Catamarca. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 46-49, Salta.
- Pye, K. 1982. Negatively skewed aeolian sands from a humid tropical coastal dune field, northern Australia. *Sedimentary Geology* 31: 249-266.
- Pye, K. y Tsoar, H. 2009. Aeolian sand and sand dunes. Springer Science y Business Media, 458 p., Leipzig.
- Qian, G., Dong, Z., Zhang, Z., Luo, W. y Lu, J. 2012. Granule ripples in the Kumtagh Desert, China: Morphology, grain size and influencing factors. *Sedimentology* 59: 1888-1901.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean Flat-Slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A.J. y Llamblas, E.J. 1999. Sistema Famatiniano de las Sierras Pampeanas y magmatismo eopaleozoico de las Sierras Pampeanas, de la Cordillera Oriental y Puna. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino: 145-158, Buenos Aires.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. 1973. Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. Springer, 439 p., Berlin.
- Rice, M. A., Willetts, B. B. y McEwan, I. K. 1995. An experimental study of multiple grain-size ejecta produced by collisions of saltating grains with a flat bed. *Sedimentology* 42: 695-706.
- Rubiolo, D., Seggiaro, R. y Hongn, F. 2001. Mapa de la Hoja Geológica 2769-IV Fiambalá, provincias de Catamarca y La Rioja. Boletín 361, Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000, Servicio Geológico Minero Argentino, 90 p., Buenos Aires.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología*, Publicación Especial 1, 258 p., La Plata.
- Schenk, C.J. 1983. Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata. En: Brookfield, M.E. y Ahlbrandt, T.S. (eds.), *Aeolian Sediments and Processes*. *Developments in Sedimentology* 38: 28-41, Amsterdam.
- Sharp, R.P. 1963. Wind Ripples. *Journal of Geology* 71: 617-636.
- Smith, R.S.U. 1984. Eolian geomorphology of the Devils Playground, Kelso Dunes and Silurian Valley, California. En: Dohrenwend, J.C. (ed.), *Surficial Geology of the Eastern Mojave Desert, California*, *Geological Society of America Field Trip* 14: 162-173, California.
- Servicio Meteorológico Nacional. 2015. Información climatológica de la localidad de Tinogasta (Catamarca), para el período 1985-2015.
- Taira, A. y Scholle, P.A. 1979. Origin of bimodal sands in some modern environments. *Journal of Sedimentary Research* 49: 777-786.
- Tripaldi, A. 2002. Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino. Tesis Doctoral (inérita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 363p., Buenos Aires.
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 43-66.
- Tripaldi, A. y Zárate, M.A. 2016. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. *Quaternary International* 410: 96-110.
- Tripaldi, A., Limarino, C.O., Caselli, A.T., Net, L.I. y Gagliardo, M.L. 1998. Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, la provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos eólicos intermontanos. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 5: 21-40.
- Tripaldi, A., Ciccioni, P. L., Alonso, M. S. y Forman, S. L. 2010. Petrography and geochemistry of late Quaternary dune fields of western Argentina: provenance of aeolian materials in southern South America. *Aeolian Research* 2: 33-48.

- Tsoar, H. 1983. Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. En Brookfield, M.E. y Ahlbrandt, T.S (eds.), *Aeolian Sediments and Processes*. Developments in Sedimentology 38: 247-260, Amsterdam.
- Tsoar, H. y Pye, K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* 34: 139-153.
- Viera, V.O. 1982. Geomorfología (control de médanos). Area: Fiambalá (Provincia de Catamarca). Proyecto NOA Hídrico segunda fase.
- Visher, G.S. 1969. Grain size distribution and depositional process. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1074-1106.

Recibido: 5 de septiembre, 2017

Aceptado: 29 de mayo, 2018