LAJSBA
LATIN AMERICAN JOURNAL OF SEDIMENTOLOGY AND BASIN ANALYSIS | VOLUME 22 (2) 2015, 83-108

MICROFÁBRICAS DE ARENISCAS EÓLICAS DE LA FORMACIÓN DE LA CUESTA (PÉRMICO), SIERRA DE NARVÁEZ, PROVINCIA DE CATAMARCA, REPÚBLICA ARGENTINA

Carlos O. Limarino [1,4], Luis A. Spalletti [2,4], Ferrán Colombo Piñol [3]

[1] Departamento de Geología, (Universidad de Buenos Aires). Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. limar@gl.fcen.uba.ar
[2] Centro de Investigaciones Geológicas. Diagonal 113 Nº 275, B1904DPK La Plata, Argentina. spalle@cig.museo.unlp.edu.ar
[3] Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes, Marti i Franqués s/n, 08028 Barcelona, España. colombo@ub.edu
[4] CONICET

ARTICLE INFO

Article history
Received June 20, 2015
Accepted November 23, 2015
Available online December 22, 2015

Handling Editor
Ernesto Schwarz

Keywords
Microfábricas clásticas
eólico
Pérmico

RESUMEN

En este trabajo se estudian las microfábricas de las areniscas eólicas de la Formación De La Cuesta (Pérmico, provincia de Catamarca). Sobre la base de las características texturales (tamaño de grano, selección y asimetría) y las microestructuras presentes, fueron identificadas seis microfábricas principales.

La microfábrica 1 comprende a las láminas de paquetes entrecuzados formadas por flujo de grano, caracterizadas por el predominio de arena mediana con valores de media entre 300 μ y 460 μ. Las distribuciones granulométricas son unimodales, moderadamente bien seleccionadas y ligeramente asimétricas. La microfábrica 2, aparece estrechamente asociada a la microfábrica 1, y corresponde a las láminas originadas por caída de granos dentro de los sets entrecruzados. Predomina la arena fina y muy fina con distribuciones moderadamente bien seleccionadas.

La microfábrica 3 aparece en estratos con laminación entrecruzada de bajo ángulo u horizontal, el tamaño de grano dominante es la arena mediana, siendo la distribución granulométrica en la mayoría de los casos unimodal y moderadamente seleccionada. La característica que distingue a esta microfábrica, es el desarrollo de láminas milimétricas con gradación inversa, producidas por la migración de óndulas eólicas donde se producían tanto el impacto-proyección como el impacto-reptaje de clastos. Similares características texturales son mostradas por la microfábrica 4, aunque en este caso la gradación inversa está ausente, muy probablemente debido a la falta de arena gruesa que registre el transporte por impacto-reptaje de clastos durante la migración de las óndulas.

Areniscas masivas, de grano muy fino y mostrando óndulas de adhesión, son incluidas en la microfábrica 5 que dominan tanto en los depósitos de interduna como de extraduna. Estas areniscas se caracterizan por el abundante cemento eodiagenético temprano de carbonato, que promovió la preservación de fábricas abiertas. La microfábrica 6 corresponde a areniscas de tamaño de grano más fino, en ellas domina la fracción arena muy fina (72% en promedio) con porcentajes variables de limo grueso (17% en promedio). Los bancos son masivos, con laminación horizontal u ondulosa.

Las microfábricas enumeradas aparecen en asociaciones específicas dentro de los depósitos eólicos. Las microfábricas 1 y 2 forman la mayor parte de los paquetes entrecruzados en subambientes de dunas, mientras que las microfábricas 3 y 4

caracterizan a los ambientes de extraduna-interduna seca. Por otro lado las microfábricas 5 y 6 prevalecen en los subambientes de extraduna-interduna húmedas. Los estudios sobre microfábricas resultan útiles no solo para obtener una completa y más precisa información sobre los mecanismos de transporte eólicos, sino también para interpretar los cambios en propiedades petrofísicas tales como porosidad y permeabilidad. Asimismo estos análisis pueden ser empleados como herramientas útiles en la descripción e interpretación de testigos de corona.

EXTENDED ABSTRACT

Microfabrics in eolian sandstones of the De La Cuesta Formation (Permian), Sierra de Narváez, Catamarca Province, Argentina

In this paper a study of microfabrics occurring in eolian Permian sandstones of the De La Cuesta Formation (Catamarca Province, northwest Argentina) is presented (Fig. 1). The middle part of the De La Cuesta Formation comprises thick and well exposed eolian sandstones, which were deposited in an *erg* environment during an arid Permian phase recognized in different parts of South America (Spalletti *et al.*, 2011, Fig. 2). Following the scheme proposed by Spalletti *et al.* (2011) samples were collected from the following sedimentary facies: 1) cross-bedded fine-grained sandstones interpreted as crescent dunes, 2) wedge-shaped cross-bedded sandstones corresponding to longitudinal (*seif*) dunes, 3) horizontal-laminated or low-angle cross-laminated sandstones, in some cases showing inverse-grading, which would have been deposited in interdune and extradune (eolian sand-sheet) areas, and 4) fine- to very fine-grained sandstones formed in dry and wet interdunes (Figs. 2 and 3).

On the basis of texture (grain size, sorting and asymmetry) and microstructures, six microfabrics were recognized (Table 1). Microfabric 1 comprises grainflow-foreset laminae found in large-scale cross-bedded sandstones; this type of microfabric is composed of medium-grained sandstones (less commonly coarse-grained sandstones) with mean values between 300 μ y 460 μ (Table 1). The sandstones are unimodal, moderately well sorted and the grain size distribution is slightly asymmetric (Fig. 5); they are composed of medium-grained sand (55%), fine-grained sand (21%) and coarse-grained sand (24%). Coarse-grained silt is almost entirely absent, and the intergranular space varies from 25% to 27%. This microfabric forms inclined laminae, 3 to 5 cm thick, commonly decreasing in thickness towards the base of the set.

Microfabric 2 occurs closely associated with microfabric 1 forming large-scale cross-bedded sets. It corresponds to grainfall deposits and is mainly formed by fine-grained and less frequently by very fine-grained sandstones (Table 1 and Fig. 5). Microfabric 2 is mainly composed of fine-grained sand (60%), very fine-grained sand (31%), medium-grained sand (7%) and coarse-grained silt (2%). The laminae are tabular, massive and their thickness range from 0.5 to 4 cm; the intergranular space is lower than microfabric 1 (17%-20%, Table 1 and Fig. 6).

Microfabric 3 is made up by laminae of inverse graded sandstones, whose thickness vary from 10 mm to 30 mm, being the intergranular space between 10% and 15% (Figs. 5, 6 and 8). The particle size distributions are unimodal, moderately sorted with mean values in medium-grained sand (250 μ y 300 μ, Fig. 5). In almost all cases, the medium-grained sand prevails (42%), followed by fine-grained sand (38%), coarse-grained sand (13%) and very fine-grained sand (6%); coarse-grained silt is below 1% (Table 1, Fig. 6). This microfabric is interpreted as originated by the migration of eolian ripples that carried an appreciable amount of coarse- and medium-grained sand transported by creeping.

Microfabric 4 is characterized by fine-grained unimodal, moderately well sorted sandstones with a slightly asymmetric distribution (Figs 5, 6 and 9). The average grain-size distribution is: fine-grained sand (50%), very fine-grained sand (28%), medium-grained sand (20%) and coarse-grained sand (1.5%); the percentage of coarse-grained silt ranges from 1% to 8% (Table 1). Microfabric 4 is quite similar to microfabric 3, but it differs in the lack of graded lamination and in a higher proportion of fine-grained

sand. As in the case of microfabric 3, this microfabric was probably formed by the migration of eolian ripples, but lacking enough amount of coarse- and medium-grained sand to promote graded structures.

Massive very fine-grained and fine-grained sandstones showing adhesion ripples, bioturbation and centimeter-scale deformational structures, correspond to the microfabric 5. This microfabric dominates in dry interdune and extradune deposits. Sandstones are characterized by abundant carbonate (calcite) cement and high intergranular space (28%-30%). The particle size distribution is unimodal, moderately sorted, and dominated by very fine-grained sand (44%) and fine-grained sand (39%), followed by discrete proportions of medium-grained sand (9%) and coarse-grained silt (7%); in all cases the amount of coarse-grained sand is lower than 1% (Table 1 and Fig. 6).

Microfabric 6 exhibits the smallest grain-sizes and predominates in wet interdune and extradune deposits. It consists of well sorted, very fine-grained sand (media between 95 and 80 μ). The dominant very fine-grained sand population (72%) is accompanied by coarse-grained silt (17%) and fine-grained sand (10%, Table 1 and Fig. 6). The beds are massive, horizontally laminated or exhibit wavy lamination originated by post-depositional compaction.

The mentioned microfabrics appear not randomly distributed, but they form specific associations among the different types of the dune, interdune and extradune deposits (Fig. 10). In the case of dune sandstones, the foresets of large-scale cross-bedded units are mainly composed of alternated laminae of microfabrics 1 and 2, which represent the alternation of grainflow and grainfall processes. Less frequently, foresets comprise microfabrics 3 and 4, suggesting the development of lamination produced by migration of ripples on leeward side of dunes. A particular type of dune cross-bedded sets result from the stacking of laminae formed by microfabric 2, pointing out that grainfall of fine- and very fine-grained sand occurs without grainflow events or significant migration of ripples. In such circumstances, cross-laminated sets form pinstripe lamination, suggesting the development of low-angle leeward dune faces.

Dry interdunes are chiefly composed of microfabrics 3 and 4, which show that ripple migration is the main mechanism of transport and deposition in this setting; scarce intercalations of microfabric 5 are interpreted as remobilized sand accumulations related to deflation and/or fluvial floods in interdune areas (Fig. 10). Deposits of wet interdunes comprise microfabrics 5 and 6 with minor contributions of microfabrics 3 and 4.

Extradunes are formed by thick intervals (tens of meters) of horizontal laminated or low-angle cross-laminated sandstones. In these deposits microfabric analysis allows discriminating between dry and wet extradunes, since the former are characterized by microfabrics 3 and 4, whereas the second are essentially composed of microfabrics 5 and 6.

Microfabric studies allow not only obtaining a more complete and precise information on the mechanism of transport and deposition in the eolian system, but also interpreting changes in the petrophysical features of the sandstones (permeability, porosity). Additionally, microfabric analysis can be employed as a useful tool in the description and interpretation of core wells.

Keywords: Clastic microfabric; eolian; Permian.

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años se han intensificado las investigaciones sobre las características de los depósitos antiguos de areniscas eólicas, tanto en los aspectos paleoambientales como los relacionados a las características petrofísicas. Desde los trabajos pioneros de Bagnold (1941), contribuciones tales como las de Stokes (1968), Mckee (1979), Brookfield (1977), Fryberger *et al.* (1979), Clemmensen y Abrahamsen (1983), Kocurek *et al.* (2001), Veiga *et al.* (2002), Mountney y Jagger (2004), Mountney (2012), entre muchos otros, han permitido refinar el conocimiento de las facies sedimentarias, los procesos de acumulación, la interacción con otros ambientes sedimentarios y la evolución de los sistemas desérticos y semidesérticos.

En tal contexto, y en lo que hace a estudios petrográficos de detalle, se ha hecho hincapié en la relación entre la fábrica de las areniscas eólicas y los principales parámetros petrofísicos (Tillman, 1989; Ciftci *et al.*, 2004; van den Berg y de Vries, 2003; Farrell *et al.*, 2014), ya que las heterogeneidades en la textura y en las microestructuras de estos depósitos, controlan fuertemente a las anisotropías en la porosidad, permeabilidad y mojabilidad de los cuerpos de roca (Prosser y Maskall, 1993; Desbois *et*

al., 2011; Farrell *et al.*, 2014).

No obstante lo arriba señalado, son poco conocidas las relaciones entre la fábrica, la textura y las facies sedimentarias, así como la impronta que los procesos de transporte y acumulación dejan sobre estos atributos en areniscas eólicas. Este trabajo intenta contribuir a estos aspectos, mediante el estudio de una potente secuencia de areniscas eólicas de edad pérmica aflorante en la Sierra de Narváez (provincia de Catamarca). Para ello se analizan los rasgos microscópicos de fábrica observados en las eolianitas, se reconocen diferentes microfábricas y se interpretan los mecanismos de transporte y depositación responsables de cada una de ellas.

Los análisis petrográficos de las microfábricas, fundados en las propiedades texturales de las areniscas, resultan de singular importancia para la caracterización de los atributos petrofísicos de rocas reservorio de hidrocarburos. Por tanto, contribuyen a determinar las vías de migración de fluidos y la existencia de muy delicadas barreras permeables.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La región de estudios se ubica en el sector septentrional de la Cuenca de Paganzo (Salfity y Gorustovich, 1983), en la Sierra de Narváez (provincia de Catamarca, Fig. 1). Los relevamientos de las sedimentitas pérmicas se han efectuado en los excelentes afloramientos que circundan a la garganta del río Chaschuil. Consisten en un conjunto de capas rojas a las que Turner (1960, 1967) denominó Formación De La Cuesta. Los depósitos alcanzan un espesor de 1600 m y se apoyan indistintamente sobre sedimentitas carboníferas (Formación Agua Colorada) o sobre granitoides del Ciclo Magmático Famatiniano (Formación Narváez, Fig. 1). En la sucesión de la Formación De La Cuesta se reconocen tres secciones; la inferior está constituida por depósitos fluviales, la media por una asociación en la que participan depósitos fluviales y eólicos, y la superior es interpretada como un conjunto generado en ambientes lacustres (López y Clérici, 1990). En esta última, Aceñolaza y Vergel (1987) identificaron una microflora pérmica correspondiente a la biozona de *Cristatisporites*.

Spalletti *et al.* (2011) estudiaron en detalle la sección media de la Formación De La Cuesta, indicando que está esencialmente constituida por areniscas, a las que se asocian niveles de fangolitas y escasos conglomerados. A partir de un análisis facial y arquitectural, estos autores interpretaron que el conjunto resulta de la alternancia entre secuencias eólicas de *erg* y no eólicas (sistema de abanico terminal – planicie fangosa), lo que refleja importantes cambios climáticos de carácter cíclico. Las principales facies reconocidas han sido asignadas a dunas eólicas, tanto longitudinales como crecientes, *draas*, interdunas secas y húmedas, planicies fangosas y canales fluviales.

MÉTODOS DE ESTUDIO

Coincidentemente con el relevamiento de perfiles de detalle, se procedió al muestreo de las areniscas correspondientes al sección media de la Formación De La Cuesta en el área del río Chaschuil. Siguiendo el esquema de Spalletti *et al.* (2011) se recolectaron ejemplares de:

- Areniscas finas con estratificación entrecruzada asignadas a dunas crecientes, por lo general de crestas rectas (*sets* tabulares), con menos frecuencia sinuosas (*sets* en artesa, DCA en Fig. 2), en ocasiones resultantes de la sobreimposición de dunas sobre draas (DD en Fig. 2).
- Areniscas con estratificación entrecruzada en cuña, con capas internas relativamente gruesas caracterizadas por marcado cambio textural, interpretadas como depósitos de dunas longitudinales (DL en Fig. 2).
- Areniscas con laminación horizontal, o entrecruzada de bajo ángulo, ocasionalmente mostrando microgradación inversa de intralámina. Estas areniscas forman intervalos de decenas de metros de espesor, y han sido interpretados como mantos de arenas laminados (ambientes de extraduna, EX en Fig. 2).
- Areniscas muy finas y finas, con laminación horizontal o masivas, asignadas a depósitos de interduna, tanto húmeda como seca, intercaladas entre depósitos de dunas crecientes (DCI).

El análisis petrográfico consistió en el estudio de areniscas por petrografía *standard*, sobre cortes delgados elaborados en secciones transversales a la estratificación. Las areniscas fueron clasificadas sobre la base de los contenidos porcentuales de clastos de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos, empleándose el esquema propuesto por Folk *et al.* (1970). El estudio de la textura, microestructuras y microfábrica fue realizado mediante análisis de

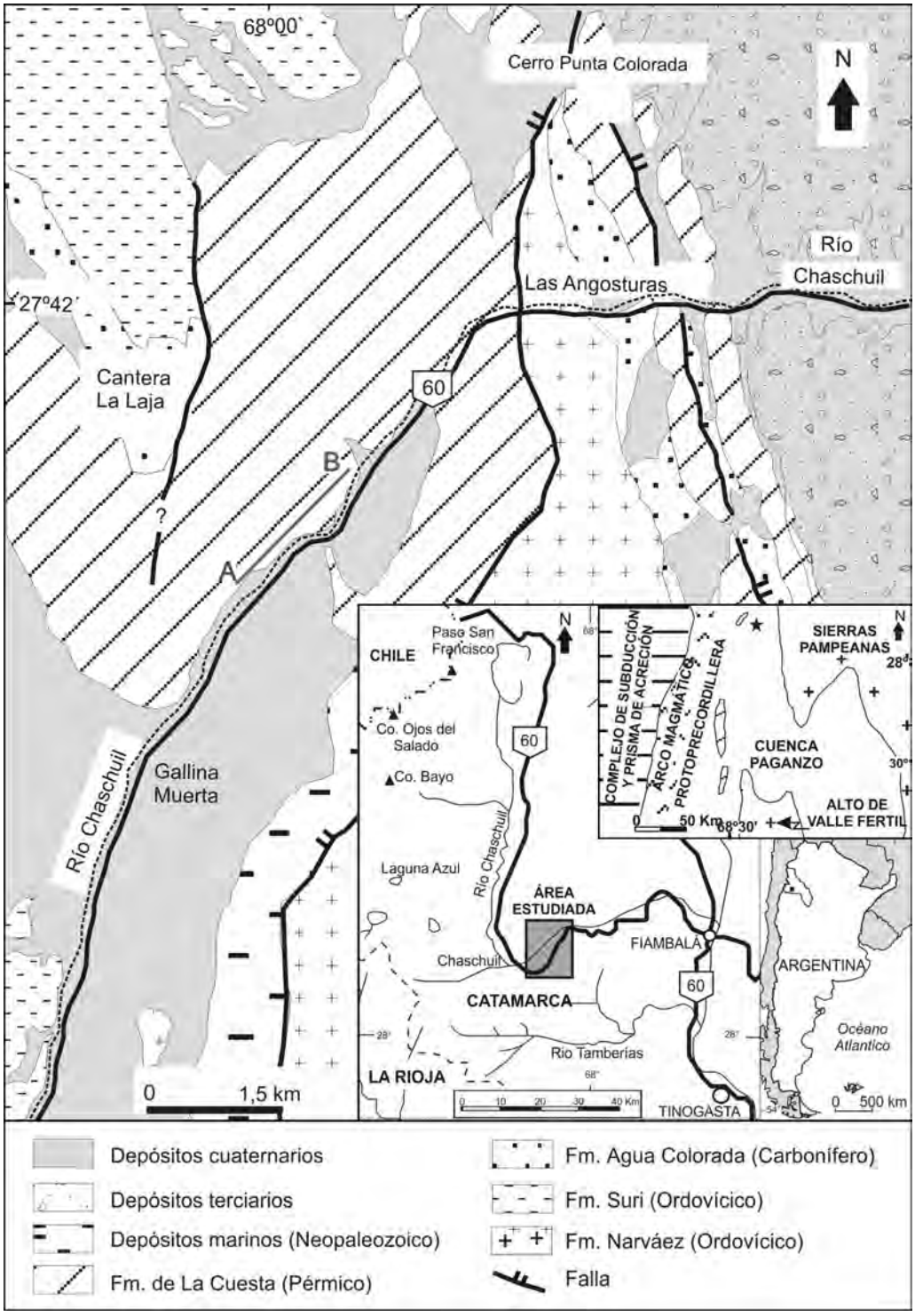

Figura 1. Esquema de ubicación y mapa geológico del área estudiada (Spalletti *et al*., 2011). La línea A-B indica la posición del perfil mostrado en la figura 2.
Figure 1. Location and geologic map of the studied region (Spalletti *et al*., 2011). The line A-B indicates the location of the section showing in figure 2.

imágenes petrográficas utilizando el programa JMicroVision v1.2.7.

La estrategia de estudio consistió en la obtención de muestras de los diferentes subambientes identificados en la Formación De La Cuesta. Como puede verse en la figura 3, y sobre la base de lo establecido por Spalletti *et al*. (2011), se obtuvieron muestras de depósitos de dunas, interdunas y de mantos de arenas laminadas (extradunas). En el caso de las dunas, se muestrearon por separado las láminas correspondientes a flujos de grano, caída de grano y ascenso de óndulas (Fig. 3). Las primeras corresponden a depósitos de avalancha, producidos en forma periódica sobre la cara de sotavento de las

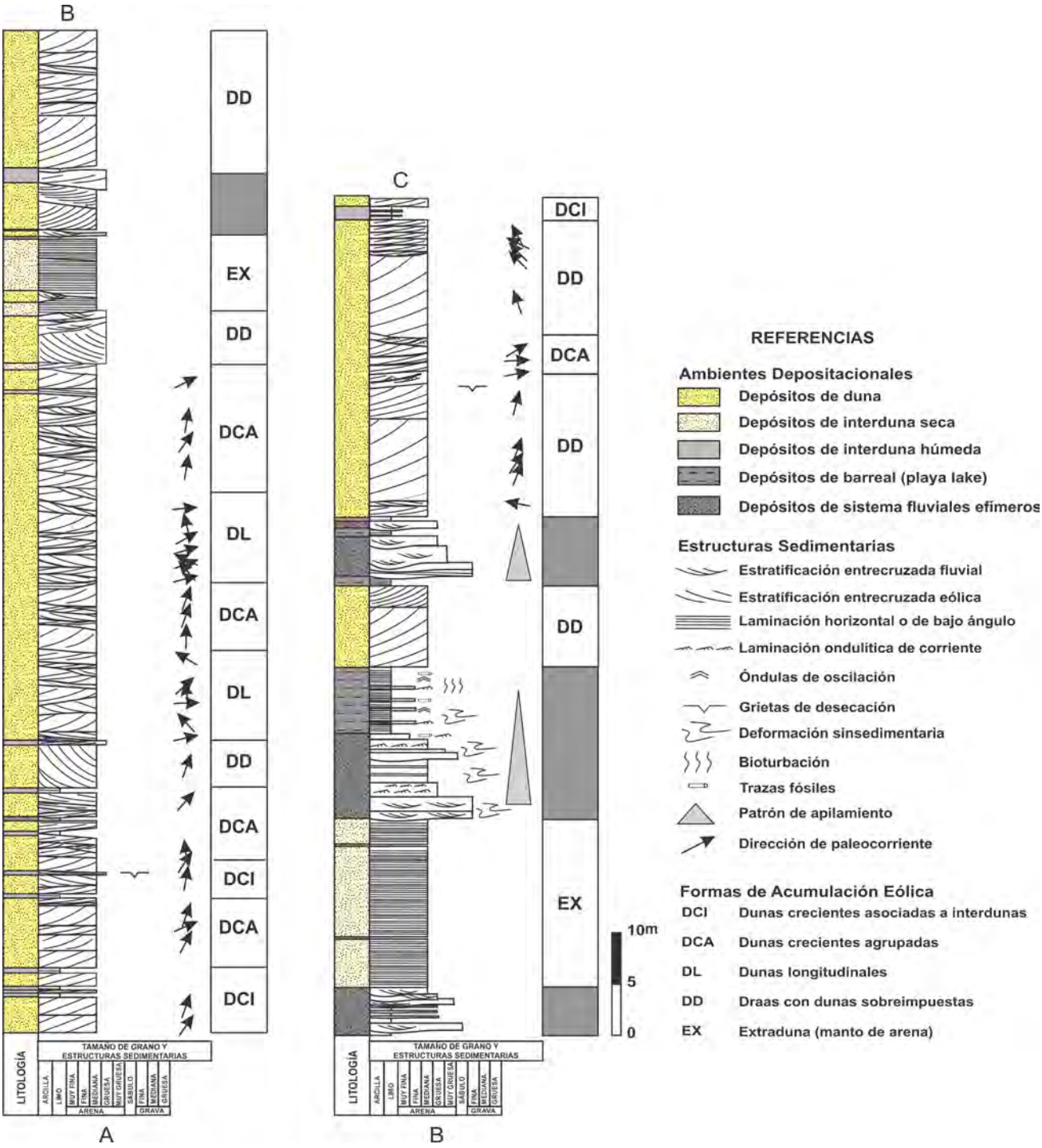

Figura 2. Perfil sedimentológico de la sección eólica de la Formación De La Cuesta (modificado de Spalletti *et al.*, 2011).
Figure 2. Sedimentological log of the eolian section of the De La Cuesta Formation (modified from Spalletti *et al.*, 2011).

dunas, y conforman láminas de espesor centimétrico que presentan contactos angulares o acuñados hacia la base de los *sets*. Las segundas comprenden a láminas de caída de grano, que muestran menor tamaño de clastos, similar espesor a lo largo de la lámina y contactos frecuentemente angulares en la base de los paquetes entrecruzados. Por su parte, los niveles correspondientes a ascenso de óndulas son los responsables de la mayoría de los contactos tangenciales en la base de los *sets*, y se acuñan hacia arriba por lo general pasando a depósitos de caída de grano (Fig. 3).

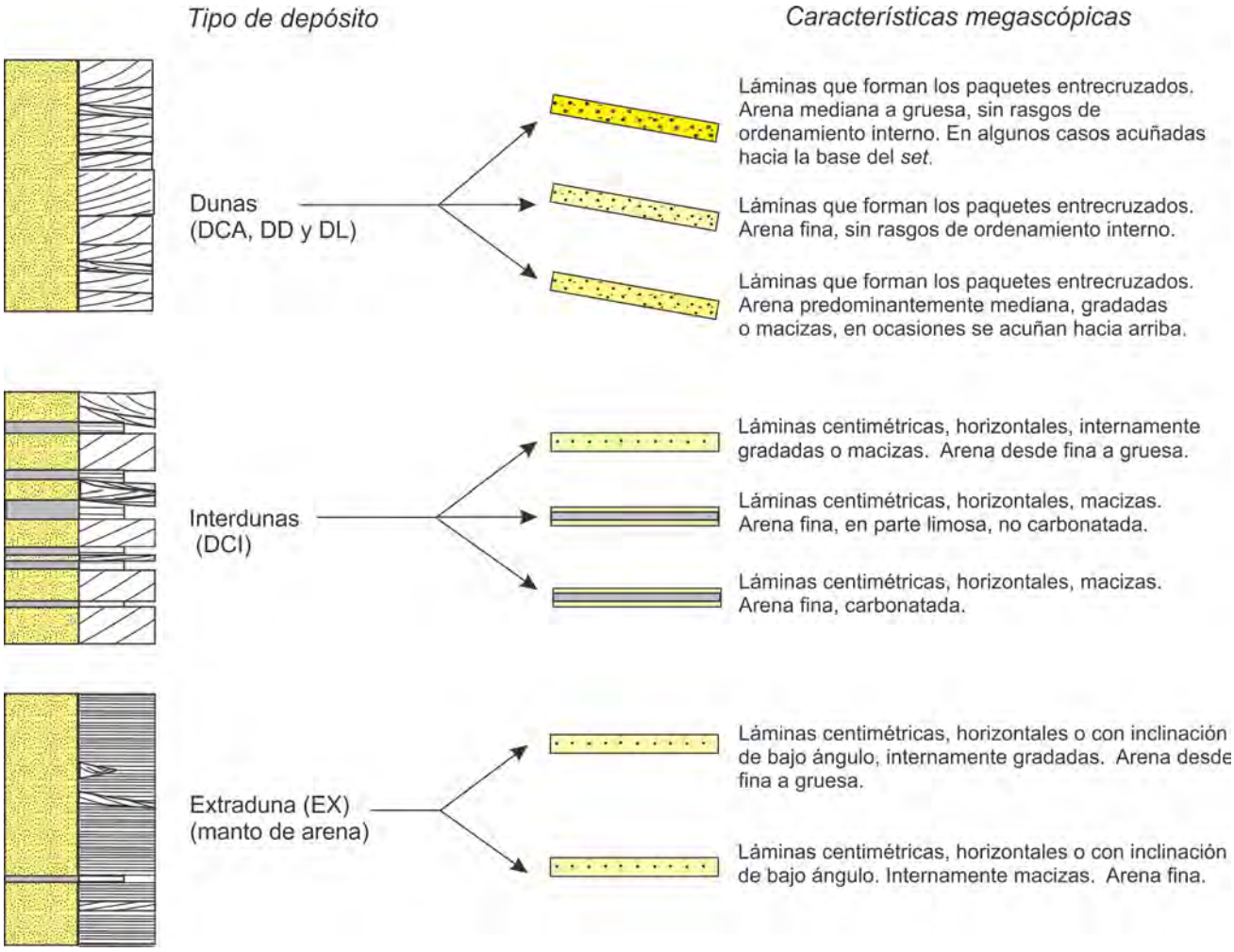

Figura 3. Representación esquemática de los niveles muestreados en depósitos de dunas, interdunas y extradunas. Para una explicación de DCA, DD, DL, DCI y EX véase figura 2.
Figure 3. Schematic representation of the sampled levels in dune, interdune and extradune deposits. For explanations of DCA, DD, DL, DCI and EX see figure 2.

En el caso de las interdunas, fueron muestreados tres tipos principales: depósitos de interdunas secas, de interdunas húmedas sin cemento carbonático e interdunas húmedas con cemento carbonático (Fig. 3). Asimismo, en las acumulaciones de extraduna se muestrearon dos tipos principales de depósitos, aquéllos que exhibían laminación bien definida, en ocasiones con desarrollo de gradación inversa de intralámina, y los que mostraban capas masivas, o con laminación pobremente desarrollada desde el punto de vista megascópico.

COMPOSICIÓN DE LAS ARENISCAS

Las areniscas de la sección media de la Formación De La Cuesta muestran una composición bastante homogénea, en su mayor parte resultan litoarenitas feldespáticas y en menor medida litoarenitas y feldarenitas líticas. El porcentaje de matriz es menor al 5%, y el tamaño de grano dominante varía entre arena mediana y arena fina. El componente principal es el cuarzo monocristalino cuyo porcentaje varía entre 41% y 57%, la extinción varía desde relámpago a ondulosa y los granos se presentan libres de inclusiones, o excepcionalmente con sillimanita, no se han observado cristales negativos ni bordes engolfados que sugieran una derivación volcánica. El cuarzo policristalino es abundante en algunas muestras (hasta 17%), se trata de agregados de grano grueso, que muy probablemente han sido aportados por rocas de basamento cristalino (milonitas hasta esquistos metamórficos de alto grado). El feldespato

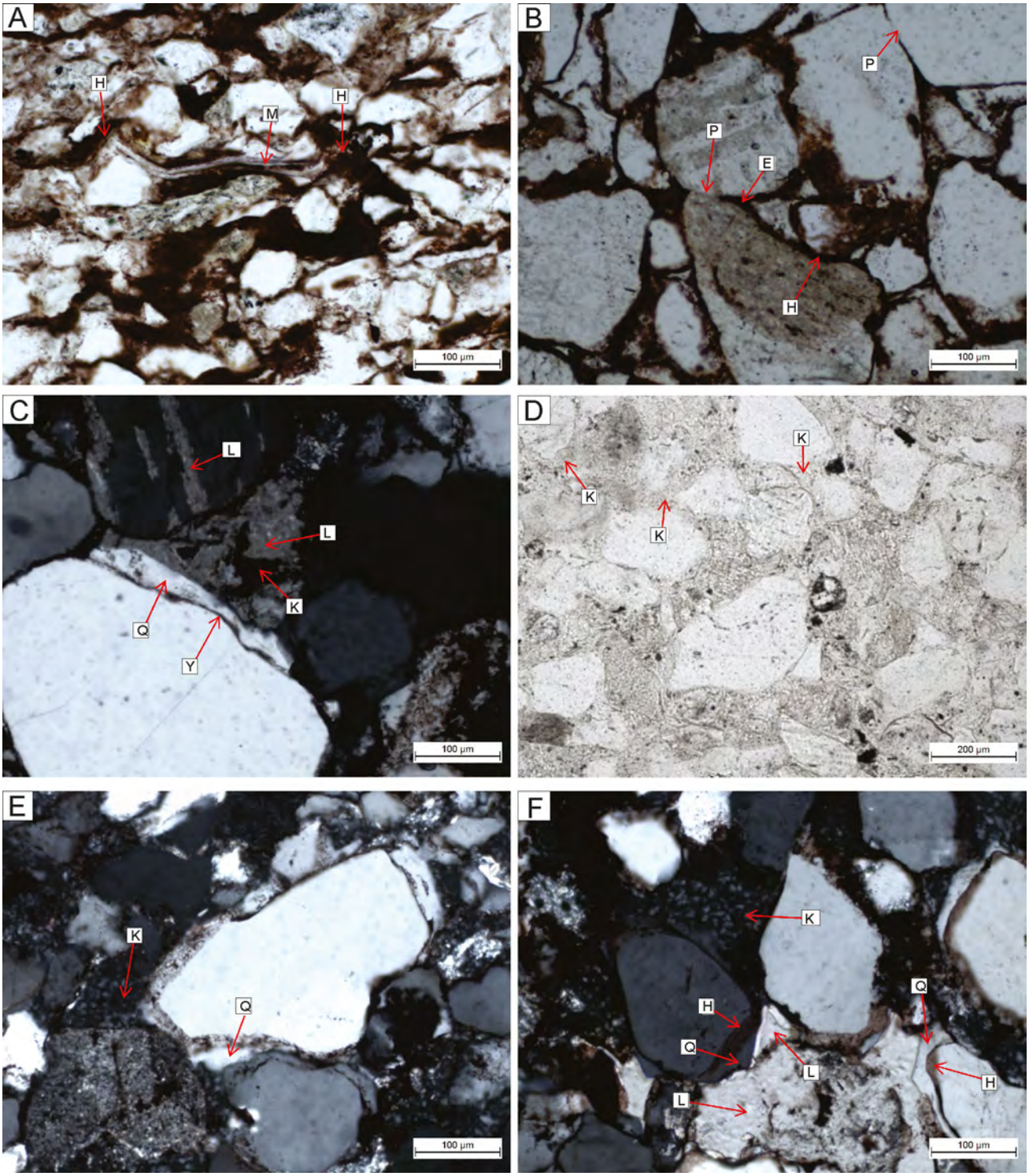

Figura 4. Vista de secciones delgadas de las areniscas de la Formación De La Cuesta en la sección eólica: a) Clasto de biotita parcialmente desferrizado (M), nótese la acumulación de óxidos de hierro (hematita) en los bordes del mineral (H). b) Cemento de cobertura hematítico responsable del color rojo que muestra la Formación De La Cuesta (H), nótese como el cemento se interrumpe en los contactos primarios (P) pero aumenta el espesor de la película en sus proximidades (E). c) Cemento de crecimiento secundario de cuarzo (Q) formado con posterioridad al desarrollo de una muy delgada película arcillosa (Y); en L cemento de calcita que ocluye gran parte del espacio poral y finalmente cemento de caolinita (K). d) Aspecto de las areniscas blanquecinas intercaladas en la secuencia de bancos rojos, nótese la falta total de cemento hematítico y el desarrollo de cemento carbonático y caolinítico de oclusión (K) que cerró tempranamente el espacio poral, evitando la difusión del Fe^{3+}. e) Cementos de oclusión de megacuarzo (Q) y caolinita (K). f) Detalle de la estratigrafía de cementos mostrando una primera fase de cemento hematítico de cobertura (H) seguido por la precipitación de megacuarzo (Q) y carbonato (L); en K cemento de caolinita.

dominante es la ortosa, frecuentemente pertítica y con bajo grado de alteración; le sigue en orden de importancia la plagioclasa, invariablemente maclada y en algunos casos con zonación, y finalmente el microclino que no supera el 3% en las muestras analizadas. Entre los componentes líticos dominan los clastos de rocas metamórficas de mediano y bajo grado (entre 19% y 36%), desde esquistos pizarreños hasta esquistos cuarzo-micáceos de grano fino. Los líticos volcánicos, piroclásticos y sedimentarios son escasos, dentro de los primeros aparecen fragmentos de volcanitas ácidas afíricas, con pastas felsíticas muy reemplazadas por arcillas (probablemente caolinita).

Entre los cementos principales mostrados por las areniscas se destacan hematita (Fig. 4a, b), crecimiento secundario de cuarzo (Fig. 4c), parches de megacuarzo (Fig. 4e, f), caolinita (Fig. 4d-f), calcita (Fig.4f), escasa clorita y probablemente también muy pequeñas cantidades de zeolitas. Los dos primeros cementos aparecen como cobertura de clastos y el resto como cemento de oclusión del espacio poral.

El color rojo, que caracteriza a la Formación De La Cuesta, se debe al cemento de hematita, formado en su mayor parte por alteración intraestratal de minerales ferromagnesianos (biotita principalmente) y clastos de volcanitas alteradas. El origen propuesto se deduce a partir de dos evidencias principales. Por un lado, existen en la mayor parte de las areniscas canales de difusión, los que muestran la migración del Fe^{3+} a través de la roca conducido por las soluciones porales desde minerales ferromagnesianos (Fig. 4a). Además, en algunos casos el cemento hematítico de cobertura se interrumpe en los contactos primarios entre clastos, indicando el origen postdepositacional (Fig. 4b). Un segundo elemento de juicio, altamente significativo, es la presencia de delgados niveles de areniscas de color blanquecino intercalados en la secuencia de bancos rojos. La observación microscópica de estas rocas muestran que los clastos carecen de cobertura hematítica, lo que explica su falta de color rojo, debido a que la presencia de matriz y el cemento caolinítico temprano cerraron el espacio poral impidiendo la difusión del Fe^{3+} (Fig. 4d).

FÁBRICA DE LAS ARENISCAS EÓLICAS

Sobre la base de la textura (esencialmente tamaño de grano, selección y asimetría) y las microestructuras (incluyendo microgradación, espacio intergranular y existencia de superficies de discontinuidad a nivel sección delgada), presentes en los diferentes tipos de areniscas arriba señalados, fueron identificados seis tipos de fábricas principales, las que se describen a continuación (Tabla 1):

Microfábrica 1

Caracteriza a las láminas de depósitos de flujo de grano que conforman los *sets* entrecruzados. Las láminas están formadas por arena mediana (en menor medida gruesa) con valores de media entre 300 μ y 460 μ (Tabla 1). Las arenas son moderadamente bien seleccionadas, con distribuciones unimodales (Fig. 5), por lo general algo asimétricas (cola de gruesos) y mesocúrticas. El promedio general de las muestras indica que las láminas están formadas en un 55% por arena mediana, 21% por arena fina y un 24% arena gruesa. El limo grueso se encuentra prácticamente ausente y el diámetro del 10% más fino corresponde a 177 μ (arena fina), mientras que el 10% más grueso a 620 μ (arena gruesa) en promedio.

Esta microfábrica muestra distribuciones acumulativas sin truncamientos o con un único truncamiento entre los 1,1 phi y 1,3 phi, que separa a la subpoblación de arena muy fina a mediana de la mediana a gruesa (Fig. 6).

Los parámetros granulométricos mencionados

Figure 4. Thin sections of the sandstones belonging to the eolian deposits of the De La Cuesta Formation: a) Highly altered biotite clast (M) showing accumulation of iron oxide (hematite) on the edges of the mineral (H). b) Rim cement of hematite that produces the red color of the De La Cuesta Formation (H), notice how the cement is interrupted in the primary contacts (P) but thickens in the vicinity (E). c) Quartz overgrowths (Q) later formed on a very thin film of clay cement (Y); in L calcite cement that occluded the major part of the poral space and finally kaolinite cement (K). d) Aspect of the whitish sandstones intercalated in the red bed sequence, notice the lack of hematite cement, and the development of calcite and kaolinite cements (K) that occluded the poral space avoiding the diffusion of Fe^{3+}. e) Megaquartz (Q) and kaolinite cements (K) that occlude the poral space. f) Detail of the cement stratigraphy showing an initial phase of hematite cement (H) followed by megaquartz (Q) and carbonate cements (L); in K kaolinite cement.

Microfábrica	Tamaño de grano	Selección-Asimetría	IGV	Rasgos Particulares	Interpretación
1	Arena mediana (340-460 µ); AG: 24%, AM: 55%, AF: 21%, AMF: <1%, LG: <<1%	Moderadamente bien seleccionada; ligeramente asimétricas (cola de gruesos)	25% - 27%	Láminas inclinadas con dos variantes: láminas masivas e intercalaciones de intralámina	Flujo de grano
2	Arena fina (150-120 µ); AG: <1%, AM: 7%, AF: 60%, AMF: 31%, LG: 2%	Moderadamente bien seleccionada; simétrica	17% - 20%	Láminas inclinadas masivas	Caída de grano
3	Arena mediana (250-300 µ); AG: 13%, AM: 42%, AF: 38%, AMF: 6%, LG: <1%	Moderadamente seleccionada; simétrica	10% - 15%	Láminas microgradadas	Migración óndulas IP-R
4	Arena fina (170-200 µ); AG: 1,5%, AM: 20% AF: 50%, AMF: 28%, LG: <1 - 8%	Moderadamente bien seleccionada; ligeramente asimétrica (cola de gruesos)	25% - 28%	Laminas horizontales o entrecruzadas de bajo ángulo masivas	Extraduna e interduna con migración de óndulas IP
5	Arena muy fina a fina (110-140 µ); AG: <1%, AM: 9%, AF: 39%, AMF: 44% LG: 7%	Moderadamente seleccionada; simétrica	28% - 30%	Láminas horizontales masivas	Interdunas húmedas (capilaridad ?)
6	Arena muy fina (80-95 µ); AG: <1%, AM: <1%, AF: 10%, AMF: 72%, LG: 17%	Moderadamente bien seleccionada; simétrica	11% - 17%	Láminas horizontales con estructuras de disipación	Interdunas secas y húmedas

Tabla 1. Características de las microfábricas identificadas en este trabajo. IP: óndulas dominadas por saltación de granos; IP-R: óndulas con participación aproximadamente equivalente de reptaje y saltación de granos; IGV: espacio intergranular.
Table 1. Characteristics of the microfabrics identified in this paper. IP: ripples dominated by saltation of grains; IP-R: ripples formed by both creeping and saltation of grains; IGV: intergranular space.

guardan similitud con los citados por otros autores en depósitos de flujo de grano (Clemmensen y Abrahamsen, 1983). Schenk (1983) describió a las capas de avalancha de granos como generadas por la redepositación de acumulaciones previas de caída de grano, formadas temporariamente en la zona próxima a la cresta al producirse la separación de flujo. En nuestro caso la significativa proporción de arena gruesa asegura que, además de la caída de grano probablemente controlada por suspensión e impacto/proyección de granos, una importante población de arena gruesa fue acumulada en la zona de cresta al hacerse poco eficiente el mecanismo de impacto-reptaje, proceso que caracteriza al movimiento de arena gruesa, sábulos y en algunos casos la arena mediana. Muy probablemente estos dos mecanismos (impacto-proyección y reptaje) se encuentran reflejados en el truncamiento observado en las distribuciones acumulativas (Fig. 6), el que separaría la población más gruesa y peor seleccionada depositada por impacto-reptaje, de parte de la arena mediana y fina correspondiente a suspensión más impacto-proyección de granos.

En la mayoría de los casos esta microfábrica conforma láminas de entre 3 y 7 mm, que con cierta frecuencia disminuyen su espesor hacia la base de los *sets*, y que en sección perpendicular a la dirección de máxima inclinación de las capas frontales mues-

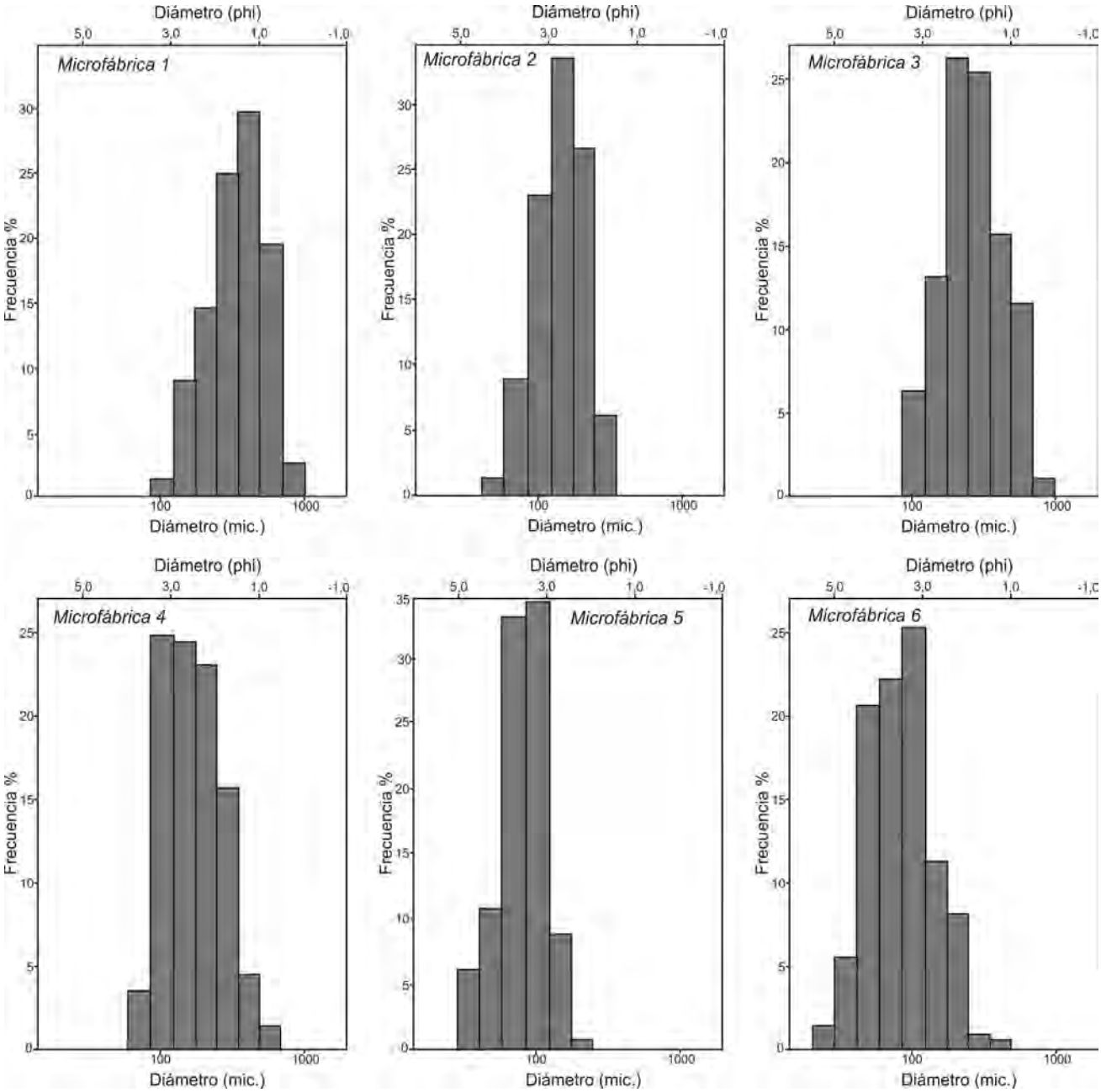

Figura 5. Histogramas correspondientes a la distribución granulométrica de cada una de las microfábricas identificadas.
Figure 5. Histograms showing the grain-size distribution of the studied microfabrics.

tra bolsillos de arena de unas pocas decenas de centímetros de extensión lateral. Internamente, las láminas muestran fábricas relativamente abiertas (25% a 27% de espacio intergranular), carácter destacado por Schenk (1983) quien reportó estos atributos junto a mayores valores de porosidad, al comparar los flujos de granos con otros procesos de transporte y depositación eólica (Fig. 7a).

Una variante de la microfábrica hasta aquí descripta se produce por la intercalación de láminas milimétricas (hasta 4 mm) de arena fina dentro de las capas frontales de arena mediana (ocasionalmente gruesa). Resulta entonces una imperfecta microlaminación, en la que alternan las láminas de arena gruesa y mediana arriba consideradas (más espesas), con arenas finas, y en menor medida muy finas (medias entre 110 y 200 μ), bien seleccionadas, de distribución simétrica y exhibiendo en general

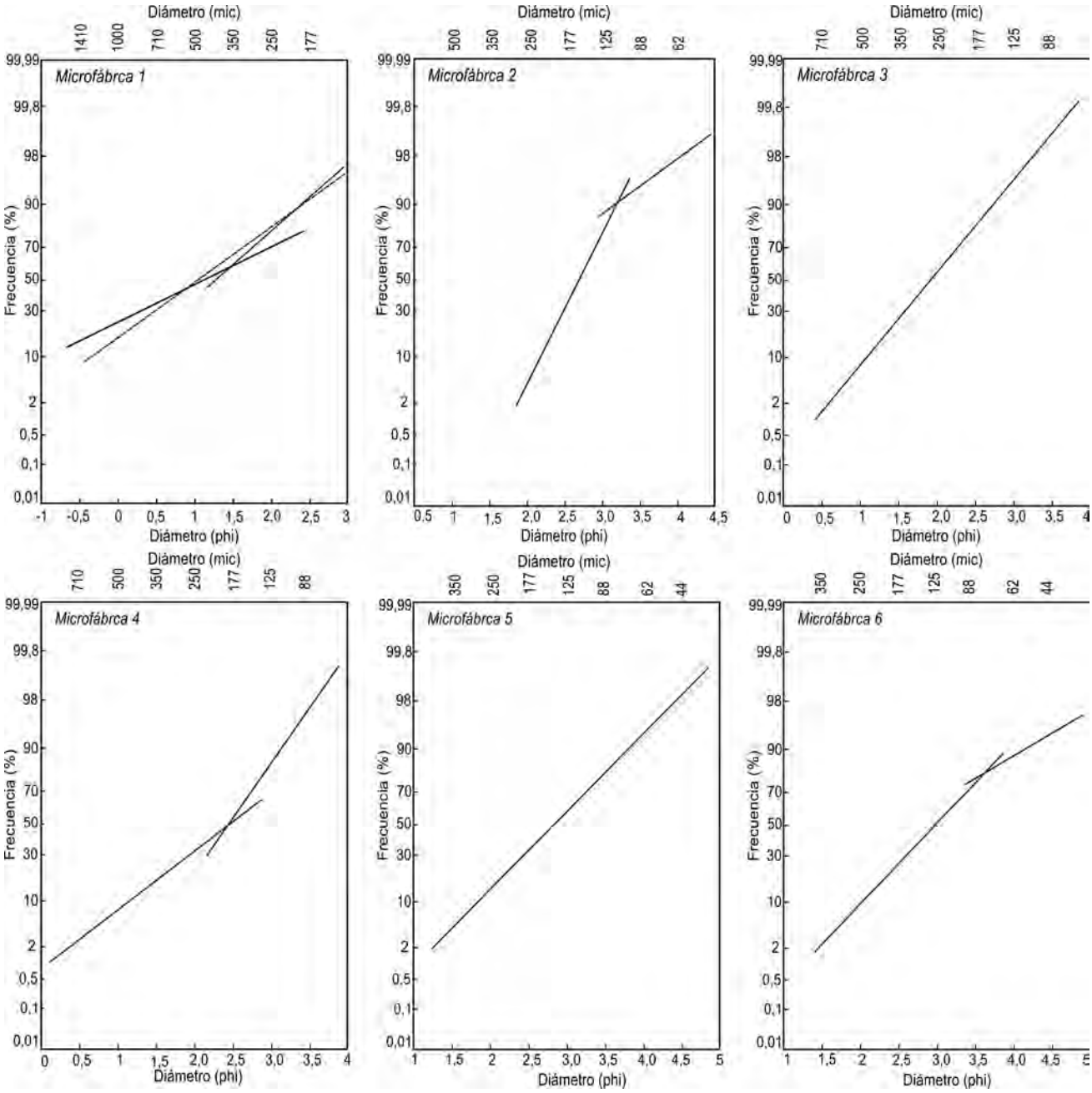

Figura 6. Curvas acumulativas para cada una de las microfábricas. Note que en la microfábrica 1 se ilustran dos tipos de curvas, para una discusión véase el texto.
Figure 6. Cumulative curves for the studied microfabrics. Note that in microfabric 1 two types of curves are illustrated, for a discussion see the text.

menos de un 10% de arena mediana.

Las dos variantes consideradas representan mecanismos similares de depositación. Por un lado, las láminas homogéneas de espesor centimétrico de arena mediana corresponden con toda seguridad a procesos de flujos de granos, acaecidos al desestabilizarse periódicamente la arena acumulada en la cresta de las dunas. Por otro lado, la microlaminación encontrada en algunas capas frontales, sugiere la existencia de breves períodos en los que los flujos de granos se interrumpieron y fueron seguidos por delgadas acumulaciones de caída de granos.

Un rasgo frecuentemente considerado típico del proceso de flujo de granos, son las estructuras

de deformación que suelen presentarse en meso y microescala (McKee *et al.*, 1971; Bigarella, 1972). Estas estructuras no han sido notadas en nuestro caso, quizás debido a que, como lo señalara Schenk (1983), las estructuras de deformación se concentran en la parte superior de las dunas (zona de arranque de los flujos de grano) y tienden a desaparecer hacia abajo (véase también Clemmensen y Abrahamsen, 1983). Lo dicho hace que en secuencias antiguas la preservación de estructuras deformacionales, relacionadas con avalancha de granos, sea menor que en depósitos modernos, ya que la parte superior de la duna tiene muy poco potencial de preservación.

El flujo de grano (avalancha) se inicia cuando la acumulación de arena crea una pendiente que supera el coeficiente de fricción estática, y continúa hacia bajo debido a la inercia de los granos, ligeramente más allá del punto en que el coeficiente de fricción estática iguala a la pendiente (Durán *et al.*, 2011). Aunque este proceso debería generar láminas homogéneas, estructuras gradadas, tanto inversas como normales, han sido descriptas en forma ocasional (cf. Prosser y Maskall, 1993; Loope *et al.*, 2012). De acuerdo a Schenk (1983), durante la avalancha los granos más finos se ubican en o cerca de la base del flujo, lo que teóricamente podría generar una débil microgradación inversa, mucho más tenue que la producida por la migración de óndulas eólicas (Schenk, 1983). Pero es más importante, el destacar que en sentido longitudinal las láminas de flujo de grano muestran ligero incremento en el tamaño de grano hacia la base de los *sets*, debido a la mayor inercia de la arena gruesa, lo que genera gradación longitudinal (Clemmensen y Abrahamsen, 1983; Schenk, 1983).

Microfábrica 2

Esta microfábrica es complementaria de la anteriormente descripta, pues aparece intercalada en los *sets* de estratificación entrecruzada con las capas frontales de flujo de grano que conforman la microfábrica 1. Corresponde a los depósitos formados por caída de grano sobre la cara de sotavento de dunas, formados al transponer el viento la cresta, y perder velocidad en la zona de separación de flujo, por la sedimentación de parte del material llevado por impacto-proyección o suspensión. Se diferencia de la microfábrica 1 por su menor granulometría, falta de cualquier tipo de ordenamiento de grano y fábrica más cerrada (Tabla 1).

Las láminas están formadas casi exclusivamente por arena fina, con valores de media cercanos a 150 μ (2,7 phi) y sólo en unos pocos casos se han observado láminas de arena muy fina (120 μ, Fig. 5). Muestran distribuciones unimodales, moderadamente bien seleccionadas, simétricas y mesocúrticas, los diámetros correspondientes al 10% más fino y más grueso de la población son de 87 μ y 239 μ respectivamente. Los valores promedio de tamaño de grano incluyen un 60% de arena fina, 31% de arena muy fina, 7% de arena mediana y un 2% de limo grueso (Tabla 1).

Las distribuciones acumulativas muestran en la mayoría de los casos un único truncamiento cercano a los 3,2 phi (Fig. 6), el segmento que reúne a la población más gruesa (correspondiente a arena fina, muy fina y escasa arena mediana) reúne a más del 80% de la población y es el mejor seleccionado, mientras que el segmento de grano más fino incluye principalmente a arena muy fina y escaso limo grueso.

El espesor de las láminas de esta microfábrica es variable, ya que oscila desde unos pocos milímetros, cuando aparece como delgadas particiones entre capas frontales generadas por avalancha de granos (microfábrica 1), hasta 40 mm en las láminas más gruesas identificadas. De acuerdo a Prosser y Maskall (1993), el espesor individual de los depósitos de caída de grano puede variar entre 20 y 100 mm, con una media en 50 mm. Como lo señalara Schenk (1983), el espesor de las láminas de caída de grano depende de la duración del evento más que de la velocidad del viento, sin embargo, debe tenerse en cuenta que variaciones en la velocidad pueden inducir cambios en los procesos de transporte y depositación, e incluso la cesación del proceso de caída de grano.

En algunos casos, las láminas correspondientes a caída de grano se apilan unas sobre otras, formando intervalos de varias decenas de centímetros de espesor sin que medien eventos de avalancha de grano o migración de óndulas. En esta situación cada lámina está limitada por superficies planas que probablemente indiquen esporádica interrupción en la sedimentación, o al menos brusca disminución en la velocidad del viento. La estratificación resultante es un tipo particular de "*pinstripe lamination*" que en ocasiones muestra láminas tapizadas por particiones limosas (Fryberger y Schenk, 1988; Prosser y Maskall, 1993; Loope *et al.*, 2001).

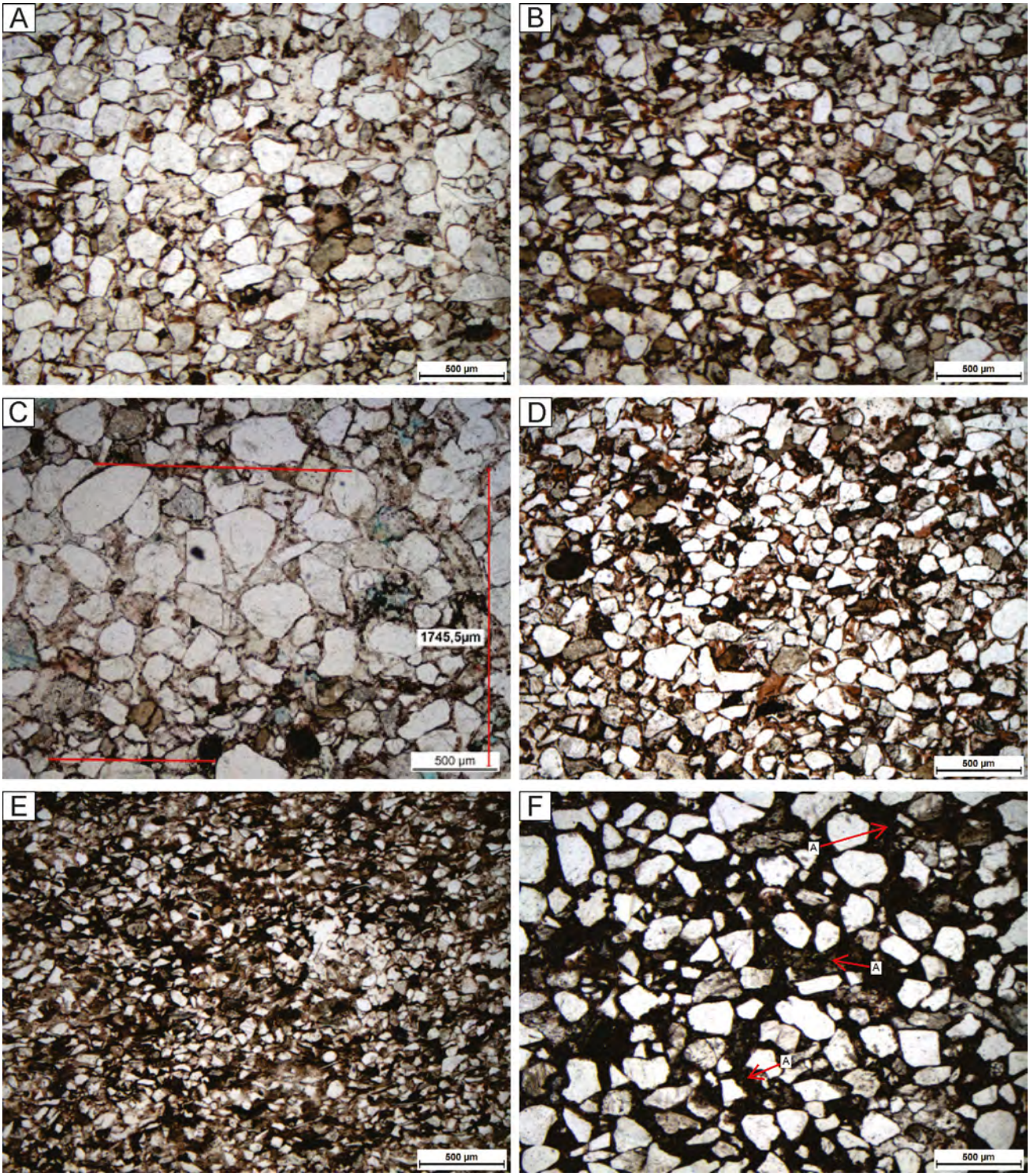

Figura 7. Microfotografías de secciones delgadas ilustrando los principales características de las microfábricas: a) Aspecto de una lámina correspondiente a la microfábrica 1 caracterizada dominantemente por arena mediana y relativamente alto espacio intergranular. b) Depósito de caída de grano de la microfábrica 2 compuesto de clastos de arena fina, nótese el menor espacio intergranular comparado con la microfábrica 1 y el aspecto masivo de la lámina. c) Lámina con microgradación inversamente perteneciente a la microfábrica 3. d) Arenisca masiva de grano fino correspondiente a la microfábrica 4. e) Arenisca muy fina de la microfábrica 6, note abundante limo formando la matriz. f) Arenisca de grano fino a mediano mostrando alto espacio intergranular ocupado por cemento de caolinita y calcita (microfábrica 5).
Figure 7: Photomicrograph of thin section illustrating the main features of the microfacies: a) Lamina corresponding to microfabric 1 characterized by dominantly medium-grained sand and relatively high intergranular space. b) Grainfall deposit of the microfabric 2 composed of fine-grained sand, notice the lower intergranular space compared with microfabric 1 and

Internamente, las láminas son homogéneas, no muestran ningún tipo de ordenamiento de grano, ni orientación de ejes mayores, y la fábrica es algo más cerrada que en la microfábrica 1, alcanzando el espacio intergranular valores de entre (20% y 17%; Tabla 1 y Fig. 7b). Es interesante señalar que Schenk (1983) describió la fábrica de los depósitos de caída de grano como mostrando un espacio intergranular intermedio entre los correspondientes a migración de óndulas y flujo de granos.

Aunque la granulometría de los depósitos de caída de grano depende de la velocidad del viento, y por lo tanto una amplia gama de tamaños podría entonces esperarse, es un hecho comprobado que la mayoría de los descriptos en el registro geológico muestran valores de media en arena fina a muy fina y raramente arena mediana (Clemmensen y Abrahamsen, 1983; Schenk, 1983), lo que es consistente con lo observado en este trabajo.

Microfábrica 3

Resulta de una alternancia recurrente de láminas, con espesores variables entre 30 mm y 10 mm, que exhiben micrograda ción, en muchos casos observables a ojo desnudo. La fábrica micrograda da es del tipo inversa (Fig. 7c), y se inicia en la base con clastos de arena fina (con menor asiduidad arena muy fina, y muy raramente limo grueso) que verticalmente pasan, en forma transicional, a individuos de arena mediana hasta menos frecuentemente gruesa (hasta 800 μ). La figura 8a muestra la variación del tamaño de grano en una lámina de unos 20 mm de espesor que se inician con arena fina y culminan con arena mediana o gruesa hacia el techo (A en Fig. 8c) o mediana (B en Fig. 8c). Es interesante notar la diferencia en la distribución granulométrica al ascender en la lámina, cuando se compara esta microfábrica con el pasaje entre las microfábricas 1 y 2 (Fig. 8b). En este último caso no existe una gradación en el tamaño de los clastos como ocurre en la microfábrica 3, sino un contacto abrupto entre la microfábrica 2, de grano más fino y formada por caída de granos (C en Fig. 8b), en relación a la microfábrica 1, de grano más grueso y originada por flujo de grano (E en Fig. 8b, d). Es interesante observar que la parte superior de la microfábrica 2 muestra una importante disminución en el tamaño de grano (D en Fig. 8b). Esto ocurre con frecuencia, aunque no en la totalidad de los casos, en el techo de las láminas de caída de grano, y es interpretado como períodos de muy baja velocidad del viento, en los cuales sólo arena muy fina y limo grueso son transportados y luego depositados.

En las muestras estudiadas se registra una ligera imbricación de ejes mayores de clastos pero inclinando según dos modas principales aproximadamente opuestas. En lo que respecta a su fábrica, no es válido brindar un único valor de espacio intergranular, debido a que la parte inferior de cada lámina (constituida por arena fina a muy fina) tiende a mostrar cifras de espaciado intergranular menores (10% a 15%) que los correspondientes al tope de las láminas (promedio entre 18% y 23%, Tabla 1).

Desde el punto de vista textural, y analizada en forma individual cada lámina micrograda da, los valores de media varían entre 250 μ y 300 μ (arena mediana), aunque los valores de la moda son algo más finos y se ubican en la arena mediana y fina (215 μ a 295 μ). Las distribuciones son unimodales, con moderada selección, simétricas o ligeramente negativas y mesocúrticas. Presentan un rango mayor de tamaño de granos que las microfábricas antes consideradas, predominando en promedio la arena media (42%), seguida por arena fina (38%), arena gruesa (13%) y arena muy fina (6%); la población de limo grueso es por lo general inferior al 1% (Tabla 1).

Aunque valores de asimetría positiva han sido tradicionalmente señalados para arenas eólicas (Mason y Folk, 1958; Schenk, 1983), en nuestro caso las distribuciones de la microfábrica 3 son simétricas e incluso en algunos casos ligeramente negativas. Bigarella (1972), Ahlbrandt (1979) y Pye (1982) destacaron la presencia de distribuciones con asimetrías negativas en dunas, especialmente en el caso de los depósitos formados por migración de óndulas eólicas, hecho que también fue destacado por Binda (1983). Las distribuciones simétricas, o

the massive aspect of the lamina. c) Inversely graded lamina belonging to the microfabric 3. d) Massive fine-grained lamina corresponding to the microfabric 4. e) Very fine-grained sandstone of the microfabric 6, note abundant silt forming the matrix. f) Fine- to medium-grained sandstone, showing high intergranular space occupied by kaolinite and calcite cement.

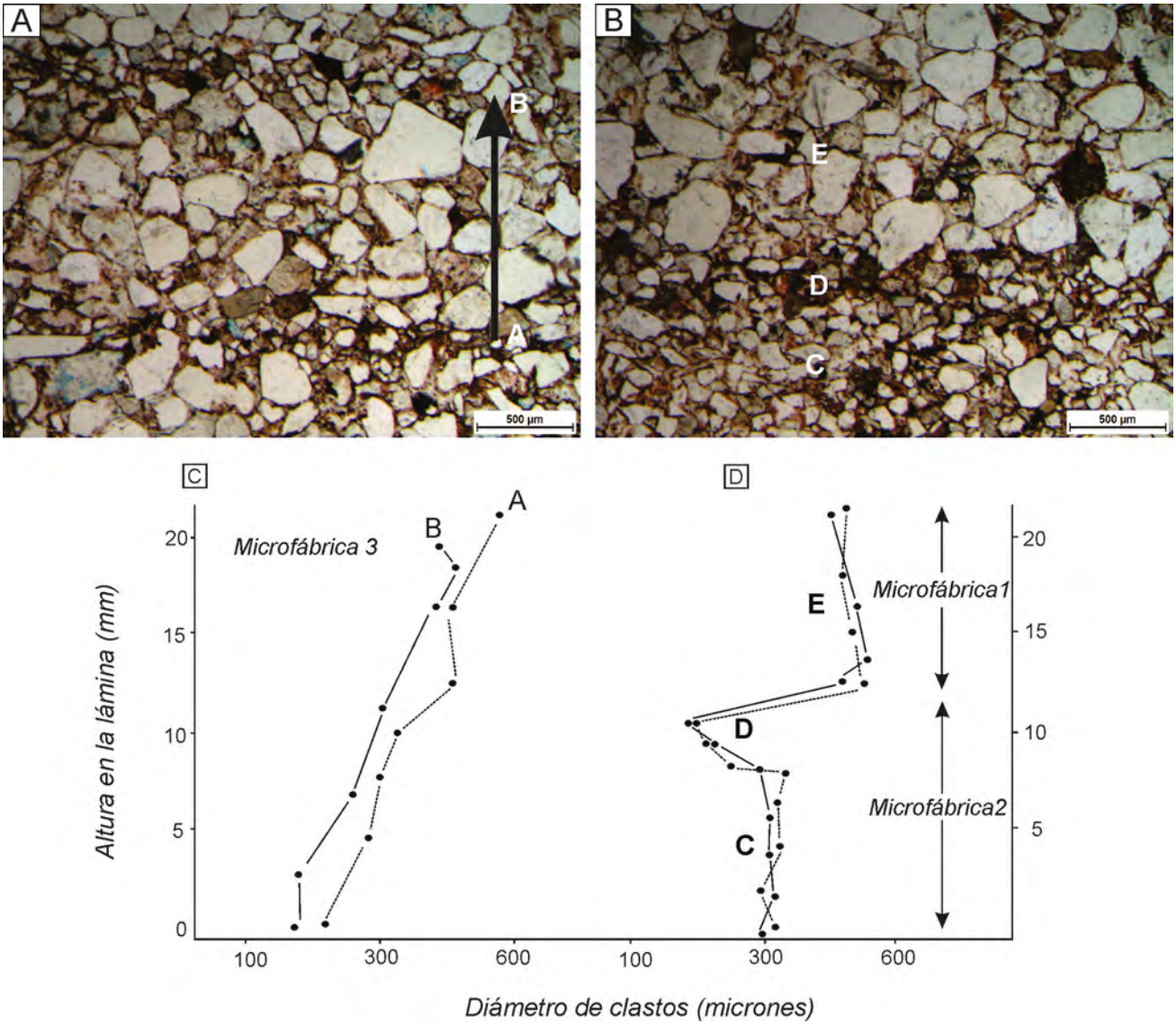

Figura 8. a) Aspecto de una arenisca correspondiente a la microfábrica 3. b) Contacto entre una lámina formada por caída de granos (C y D) y flujo de granos (E). Para discusión véase el texto. c) Distribución granulométrica dentro de una lámina formada por la microfábrica 3 (cada una de las líneas corresponde a diferentes muestras). d) contacto entre un depósito de caída de grano (b, microfábrica 2) que pasa verticalmente a una lámina originada por flujo de granos (microfábrica 1), nótese que mientras la microfábrica 3 define una microgradación inversa, el contacto entre láminas formadas por caída y flujo de grano es abrupto. Cada una de las líneas corresponde a diferentes muestras. Notar que C, D y E en figuras 8b y 8d representan niveles equivalentes dentro de la laminación.

Figure 8. a) Aspect of the sandstones corresponding to the microfabric 3. b) Contact between a lamina formed by grainfall (C y D) and grainflow (E). For discussion see the text. c) Grain size distribution into the laminae between graded sandstones of the microfabric 3 each line corresponds to different samples. d) Contact between grainfall lamina (microfabric 2) that vertically passes to grainflow lamina (microfabric 1). Note that, while microfabric 3 defines an inversely graded distribution, the contact between laminae of grainfall and grainflow is sharp. Each one of the lines corresponds to different samples. Note that labels C, D, and E in figures 8b y 8d represent equivalent levels within the lamination.

ligeramente negativas encontradas en nuestro caso, se deben a la presencia de la población de arena gruesa transportada por reptaje.

Esta microfábrica resulta de la migración de óndulas eólicas caracterizadas por su alto índice de óndula y escasa altura. Esta geometría no favorece el desarrollo de caras de avalancha en el sector de sotavento, el que es básicamente dominado por

caída de grano. La microfábrica gradada resulta de la acumulación de granos de arena gruesa en la parte alta de la óndula, los que son transportados hasta allí por el impacto de granos de arena fina o muy fina sobre clastos de arena gruesa, produciendo el reptaje de los clastos de mayor tamaño (Anderson y Haff, 1988; Anderson, 1990; Limarino y Martínez, 1992; Yizhaq *et al.*, 2004). Al trasponer la cresta, y entrar en la denominada zona de sombra, la eficiencia del impacto para producir el reptaje de granos de mayor tamaño disminuye, produciendo el progresivo abandono de los clastos más gruesos a lo largo de la cara de sotavento. La existencia de microfábricas eólicas con gradación normal ha sido citada raramente en el registro geológico y asignada a la caída progresiva de granos al desacelerarse el viento (Fryberger y Schenk, 1981), o a la migración de óndulas en condiciones de ángulo de ascenso supercrítico (Clemmensen y Abrahamsen, 1983).

La microfábrica 3 es dominante en intervalos de areniscas laminadas o entrecruzadas de bajo ángulo tanto en ambiente de extraduna como de interduna (Clemmensen y Abrahamsen, 1983; Tripaldi y Limarino, 2008). En algunos casos puede aparecer también formando la capa asintótica basal de algunos *sets* entrecruzados.

Microfábrica 4

Se presenta formando bancos de areniscas laminadas horizontalmente, o en paquetes de estratificación entrecruzada (de alto y bajo ángulo), presentes en ambientes de extraduna, interduna y duna. Difiere de la microfábrica 3 en la falta de microgradación, resultando la laminación de sutiles cambios granulométricos entre láminas consecutivas, y en algunos casos por la existencia de superficies limitantes de muy bajo relieve, quizás indicando períodos de no depositación y eventualmente ligera deflación (Fig. 7d).

Desde el punto de vista textural son arenas finas (moda entre 200 μ y 170 μ), moderadamente bien seleccionadas, ligeramente asimétricas con cola de gruesos y distribuciones platicúrticas (Fig. 5). Predomina la arena fina (50%), seguida por arena muy fina (28%), mediana (20%) y gruesa (1,5%); el porcentaje de limo grueso es muy variable desde bajo (inferior al 1%) hasta relativamente alto (8%, Tabla 1). Estas rocas exhiben fábricas relativamente abiertas, con un espacio intergranular promedio entre 25% y 28% (Tabla 1). Las distribuciones acumulativas no muestran truncamientos, o en algunos casos un truncamiento cercano al límite arena fina-arena mediana (entre 2,1 phi y 2,4 phi, Fig. 6).

Si bien en general esta microfábrica está desprovista de individuos de arena gruesa (Fig. 9a) es también posible la aparición de clastos gruesos y muy gruesos, irregularmente diseminados entre los fragmentos dominantes de arena fina y muy fina (Fig. 9b). Aunque en este último caso a primera vista la fábrica aparece como bimodal, debe señalarse que el porcentaje de clastos gruesos es escaso y no alcanza para definir una moda. No obstante, cuando se registra la presencia de estos clastos mayores, la sedimentita posee menor selección y marcada tendencia a la asimetría con cola de gruesos (Fig. 9b). En definitiva, las areniscas pertenecientes a esta variante de la microfábrica 4 presentan las siguientes características: a) ligero incremento en el porcentaje de arena gruesa (3% en promedio), b) aparición de clastos de arena de hasta 1600 μ de diámetro, c) menor selección de la arenisca pues en este caso se trata de arenas moderadamente seleccionadas y, d) arreglos que asemejan a gradaciones inversas aunque imperfectamente desarrollados.

La presencia de areniscas finamente laminadas es una característica dominante en muchos depósitos de extraduna e interduna (Fryberger *et al.*, 1979; Clemmensen y Abrahamsen, 1983; Veiga *et al.*, 2002; Tripaldi y Limarino, 2008; Spalletti *et al.*, 2011). Aunque su origen podría adjudicarse a lecho plano en condiciones de alta velocidad de viento, esta génesis no parece ser frecuente (Hunter, 1977; Kocurek y Dott, 1981) y la laminación horizontal es más fácilmente explicada por la migración de óndulas formadas por arena fina y muy fina con bajos porcentajes de arena mediana y gruesa. La proporción muy baja de arena gruesa y mediana hace que la población transportada por reptaje de granos sea mínima, y por lo tanto la falta de acumulación de granos gruesos impide el desarrollo de microgradación. Sin embargo, Gerety y Slingerland (1983) indicaron formación de un lecho plano en extremadamente bajas carpetas de arena transportada por saltación (menor a 2 cm), aunque muy probablemente el campo de establidad de esta forma de lecho resulte altamente inestable. También Wilson (1972) describió la transición de óndulas de impacto a lecho plano, en arenas caracterizadas por distribuciones unimodales de grano grueso a mediano, en las que falta la cola de material fino.

Por otro lado Bauer *et al.* (2004) describieron la formación de un lecho plano de alto régimen de flujo obtenido sólo a velocidades suficientemente altas para producir la eliminación de óndulas ("*washed out ripples*"), aunque no resulta claro si bajo estas condiciones aerodinámicas se produce el crecimiento vertical de un lecho plano o por el contrario domina la deflación.

Microfábrica 5

Se incluye en este grupo un conjunto de areniscas masivas, estratificadas en bancos de hasta 40 cm de espesor que en su techo exhiben óndulas de adhesión, bioturbación y en algunos casos estructuras de deformación sinsedimentaria centimétricas. Su distribución se restringe a áreas de interdunas húmedas. Los rasgos distintivos de esta microfábrica son la presencia de abundante cemento carbonático (hasta 28%), elevado espacio intergranular (entre el 28% y el 30%), fábricas abiertas (predominan contactos tangenciales) y relativamente baja selección (areniscas moderadamente seleccionadas). Las distribuciones granulométricas son unimodales, con valores de media entre 110 y 140 μ (arena fina-muy fina), las que en promedio están compuestas por arena muy fina (44%), arena fina (39%), arena mediana (9%), limo grueso (7%) y proporción de arena gruesa en todos los casos inferior al 1% (Tabla 1, Figs. 5 y 7f). Las distribuciones granulométricas son mesocúrticas y simétricas, y los porcentajes acumulativos no muestran por lo general truncamientos (Fig. 6). El segmento de grano más fino corresponde aproximadamente al 40% de la población, siendo el de grano más grueso el que muestra la mejor selección.

Aunque no son frecuentes bancos masivos en areniscas eólicas, su presencia ha sido reportada por varios autores como correspondiente a diferentes orígenes. Por ejemplo Simpson *et al*. (2002) consideraron dos tipos de areniscas masivas en campos eólicos: a) aquellos generados por flujos hiperconcentrados a lo largo de la cara de sotavento de dunas después de importantes precipitaciones y b) los relacionados con superficies de reactivación. Por otro lado, niveles de areniscas masivas, frecuentemente acumuladas en interdunas, fueron descriptos por Kamola y Chan (1988) e interpretados como el resultado de avalanchas de arena como consecuencia de desestabilizaciones de la cara de sotavento y de la cresta de las dunas. También han sido propuestos otros orígenes como bioturbación, retrabajo de interdunas durante inundaciones fluviales, procesos de licuefacción y degradaciones de dunas por precipitaciones extremas (Herries, 1993; Sweeny y Loope 2001, Simpson *et al.*, 2002; Bryant *et al.*, 2013). En nuestro caso, las areniscas masivas aparecen preferentemente en facies de interdunas, sugiriendo que procesos de inundaciones fluviales, asociadas a estados de freáticas altas y fuertes precipitaciones podrían ser las responsables de la falta de laminación interna en los estratos de estas areniscas. Sin embargo, no debe descartarse que en algunos casos las capas de areniscas masivas atestigüen eventos de deflación, los que retrabajan depósitos eólicos previamente estructurados transformándolos en masivos.

La existencia de abundante cemento carbonático, que al ser formado tempranamente conservó gran parte del espacio intergranular depositacional, podría ser vinculada a condiciones de humedad y desecación, que provocan precipitación de carbonato en el tope de la zona capilar de freáticas salinas en interdunas húmedas (Matter *et al.*, 2015).

Microfábrica 6

Esta microfábrica es la que exhibe menor tamaño de grano, ya que se trata de areniscas muy finas con valores de media entre 95 y 80 μ, las que se encuentran moderadamente bien seleccionadas, con distribuciones granulométricas simétricas y mayormente mesocúrticas. La composición textural promedio indica un 72% de arena muy fina, 17% de limo grueso y 10% de arena fina, los clastos de arena mediana y gruesa se encuentra siempre por debajo del 1% (Tabla 1 y Figs. 5 y 7e). Por lo general se observa en las distribuciones acumulativas un truncamiento granulométrico alrededor de 4 phi que separa el limo grueso de la arena fina (Fig. 6). El espacio intergranular varía entre el 11% y el 17% (Tabla 1).

En muchos casos esta microfábrica muestra una laminación definida por cambios de color, ya que alternan láminas, con espesores que varían entre 8 y 20 mm, de colores claros (gris blanquecino) y rojizos. Las láminas claras resultan internamente masivas, formadas por arenas muy finas, aunque de tamaño de grano ligeramente mayor a las láminas rojas, que han sido cementadas en forma temprana

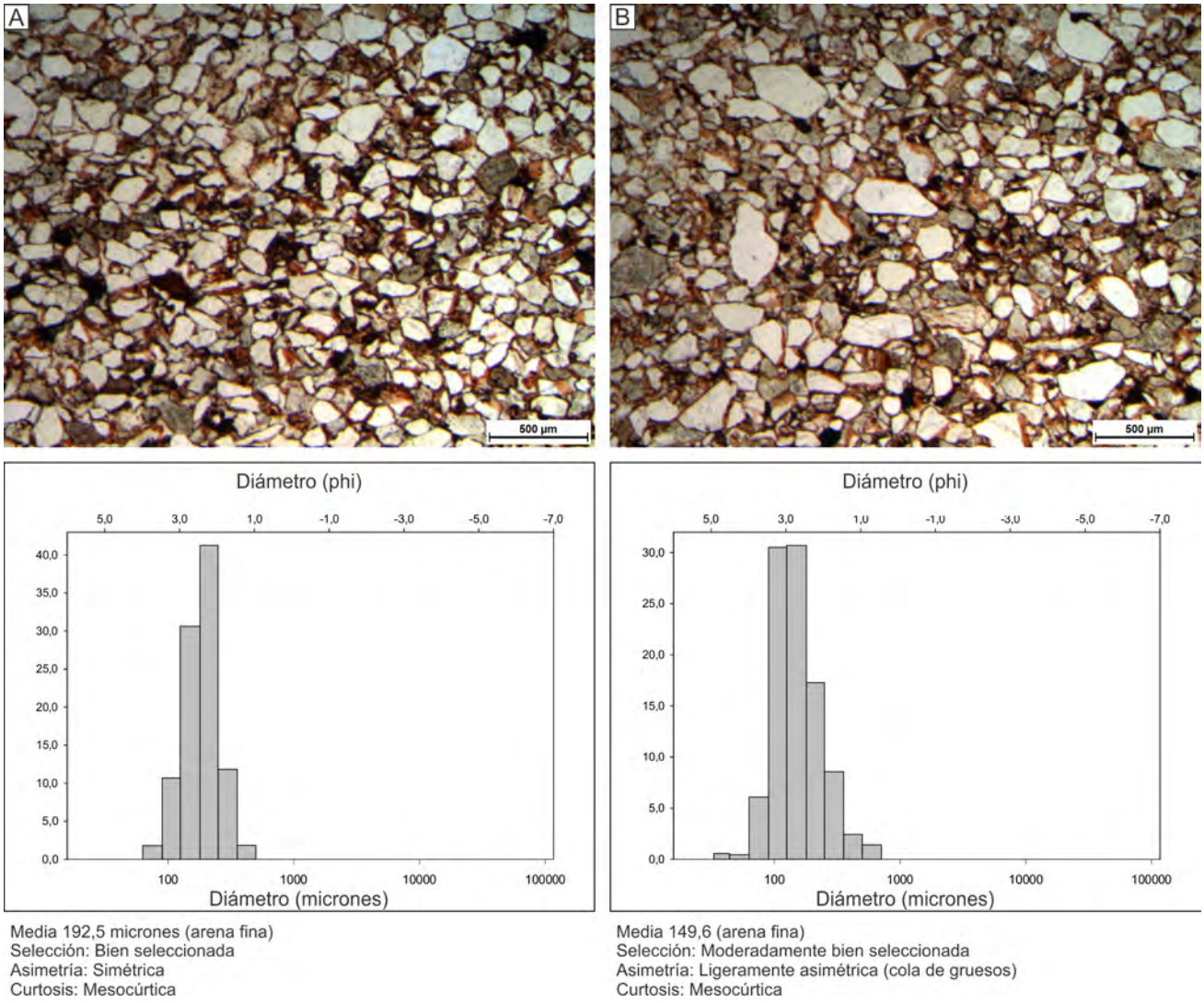

Figura 9. Dos muestras correspondientes a la microfábrica 4. En a) arenisca de grano fino bien seleccionada formada por la migración de óndulas dominadas por impacto-proyección. En b) arenisca fina con clastos desperdigados de arena mediana hasta gruesa, esta laminación probablemente corresponde a la migración de óndulas combinada con eventos menores de deflación.
Figure 9. Two samples corresponding to the microfabric 4. In a) well-sorted fine-grained sandstone originated by the migration of impact-projection ripples. In b) moderately well-sorted fine-grained sandstone with disperse clasts of medium- and coarse-grained sand, this lamination probably corresponds to migration of ripples coupled with minor deflation events.

por minerales de arcilla, en particular caolinita y clorita. Este cemento ocupa el total del espacio intergranular, y es probable que se haya formado al comienzo de la diagénesis cerrando el sistema poral, e impidiendo la migración de soluciones ricas en Fe^{3+} responsables del color rojo que caracteriza a la Formación De La Cuesta. En contraposición, las láminas rojizas no sólo muestran un tamaño de grano ligeramente menor de las arenas, sino la intercalación de láminas arcillosas micrométricas y discontinuas, deformadas durante la compactación y con geometría tipo *wavy* en el sentido de Ahlbrandt y Fryberger (1980). Este tipo de estructura recuerda a la descripta como "estructuras de disipación" en el ambiente eólico por Bigarella (1975) y Ahlbrandt y Fryberger (1980), las que fueron consideradas como el resultado de la infiltración de agua luego de intensas lluvias y la redistribución de material coloidal dentro de las arenas eólicas. El tamaño de grano muy fino de las areniscas y la presencia de proporciones significativas de limo, también sugieren una relación entre procesos eólicos y avenidas fluviales en secto-

res de interdunas, dando origen a depósitos de interacción eólica-fluvial similares a los descriptos por Langford y Chan (1989), Tripaldi y Limarino (2008), Veiga *et al.* (2002) y Al-Masrahy y Mountney (2015).

DISTRIBUCIÓN DE LAS MICROFÁBRICAS EN LOS DEPÓSITOS EÓLICOS

Las microfábricas hasta aquí descriptas no se presentan en forma aleatoria, sino que lo hacen asociadas conformando los diferentes tipos de depósitos eólicos reconocidos en los afloramientos. En el caso de las acumulaciones de dunas, las capas de estratificación entrecruzada se encuentran formadas por las microfábricas 1 y 2, y en menor proporción por las microfábricas 3 y 4 (Fig. 10). La asociación más común está compuesta por la alternancia rítmica de capas frontales de espesores centimétricos de areniscas medianas (microfábrica 1) con areniscas finas (microfábrica 2). Las primeras resultan de procesos de avalancha, generados por la acumulación de arena gruesa a mediana transportada por impacto-reptaje a lo largo de la cara de barlovento de las dunas hasta la cresta. Traspuesta esta posición, disminuye la eficacia del transporte de arena por impacto-proyección y reptaje, por lo que la arena gruesa y mediana queda acumulada momentáneamente en la cresta de las dunas. A continuación, el talud depositacional se torna inestable y se derrama a lo largo de la cara de sotavento. Esto explica no sólo el mayor valor de media de la microfábrica 1, sino también el relativamente abundante porcentaje de arena gruesa (24%), y su distribución asimétrica con cola de gruesos (Tabla 1). Las capas frontales formadas por la microfábrica 2 corresponden a areniscas, mayormente finas y muy finas. Se originan al entrar en la zona de difusión de flujo, produciéndose la consecuente disminución de velocidades y la depositación de parte de la arena en forma de lluvia sobre la cara de sotavento. Esto explica el menor valor de la media de la microfábrica 2 con respecto a la 1, el mucho menor porcentaje de arena gruesa (menor al 1%) y la distribución simétrica (Tabla 1).

Un aspecto interesante de la alternancia de capas entrecruzadas formadas por flujo y caída de grano, es la presencia de láminas muy delgadas de espesores milimétricos de arena fina intercaladas dentro de las láminas de arena mediana correspondientes a flujo de granos. Esto demuestra que los espesores centimétricos de láminas entrecruzadas generadas por flujo de grano (microfábrica 1), no se forman frecuentemente en un único evento, sino que resultan depósitos amalgamados de flujo de grano, entre los que se intercalan niveles milimétricos de caída de grano (Fig. 10). Sólo cuando el tiempo transcurrido entre eventos de avalancha es suficiente para permitir la acumulación de una cantidad significativa de arena fina por caída de grano, se forma una lámina bien definida y de espesor centimétrico de la microfacies 2.

Una variante en los depósitos de dunas ocurre cuando la microfábrica 1 está ausente, o sólo aparece esporádicamente, y la estratificación entrecruzada se define por la alternancia de las microfábricas 2 y 4 (raramente 3). En este caso, la microfábrica 4 no muestra ningún arreglo de grano en particular, aunque es destacable la presencia de clastos gruesos (hasta 1600 μ) y en ocasiones el desarrollo de una microlaminación imperfecta. Es muy probable que estas láminas entrecruzadas sean el producto de la migración de óndulas, que por su tamaño de grano (arena fina), no mostraron una población suficiente de arena gruesa como para generar la microgradación inversa (insuficiente población transportada por impacto-reptaje). En aquellos casos menos frecuentes en los que la microfábrica 1 alterna con la 3, la migración de óndulas ha sido con toda seguridad el mecanismo de formación de este último tipo de láminas.

Finalmente, en el caso de estratificaciones entrecruzadas formadas básicamente por la microfábrica 2, caracterizarían a dunas con caras de sotavento de bajo ángulo, en las cuales la lluvia de granos fue el mecanismo depositacional dominante (Fig. 10). Las distintas capas frontales se separan en este caso por cambios granulométricos sutiles, vinculados probablemente a momentos de no depositación relacionados a bajas velocidades del viento, originando la *pinstripe lamination* con láminas tapizadas por particiones limo-arcillosas (Fryberger y Schenk, 1988; Loope *et al.*, 2001).

Dos asociaciones de facies diferentes fueron observadas en el caso de los depósitos de interdunas (Fig. 10). Por un lado aquellas dominadas por las microfábricas 3 y 4 con ocasionales intercalaciones de la microfábrica 5. Esta asociación de microfábricas claramente caracteriza a interdunas secas, que fueron en esencia construidas por la migración de óndulas eólicas (microfábricas 3 y 4) con períodos ocasionales de retrabajo del depósito por deflación o avenidas

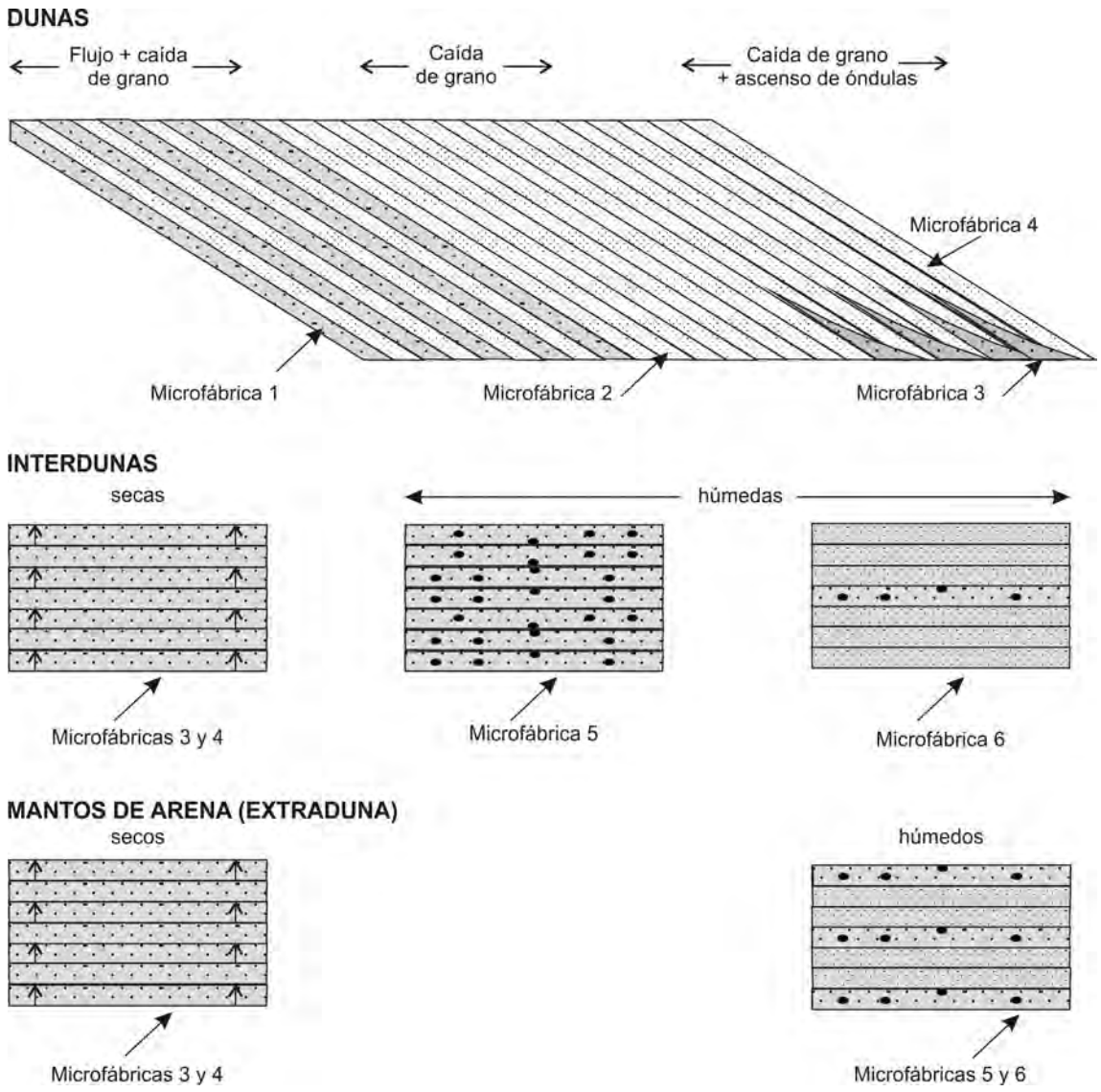

Figura 10. Distribución de las microfábricas dentro de los depósitos de duna, interduna y extraduna.
Figure 10. Distribution of the microfabrics in the dune, interdune and extradune deposits.

fluviales (microfábrica 5). Una segunda asociación corresponde a interdunas húmedas en las que dominan las microfábricas 5 y 6 sobre las anteriores, lo que genéticamente implica dos situaciones diferentes del depósito eólico con respecto al agua. Por un lado, la importancia del ascenso capilar de la freática promoviendo la precipitación de cemento carbonático y la preservación de fábricas relativamente abiertas (microfábrica 5). Por el otro, la infiltración de agua de lluvias o crecientes que inunda la interduna, lo que favorece la redistribución de material coloidal y arcilloso dentro de las arenas eólicas y eventualmente promueve las estructuras de disipación (microfábrica 6). No se descarta además la presencia de procesos de licuefacción generados en arenas saturadas de interdunas (Bryant, 2013) como factor generador de niveles de areniscas masivas (microfábrica 5).

En lo que corresponde a la extraduna pueden distinguirse dos tipos principales de asociaciones. Por un lado las extradunas secas dominadas por las microfábricas 3 y 4, y por el otro las húmedas (alto nivel de freática) dominados por las microfábricas 5 y 6 (Fig. 10). Con frecuencia la extraduna seca muestra ciclicidad a escala submegascópica como la que se ilustra en la figura 11 obtenida bajo lupa.

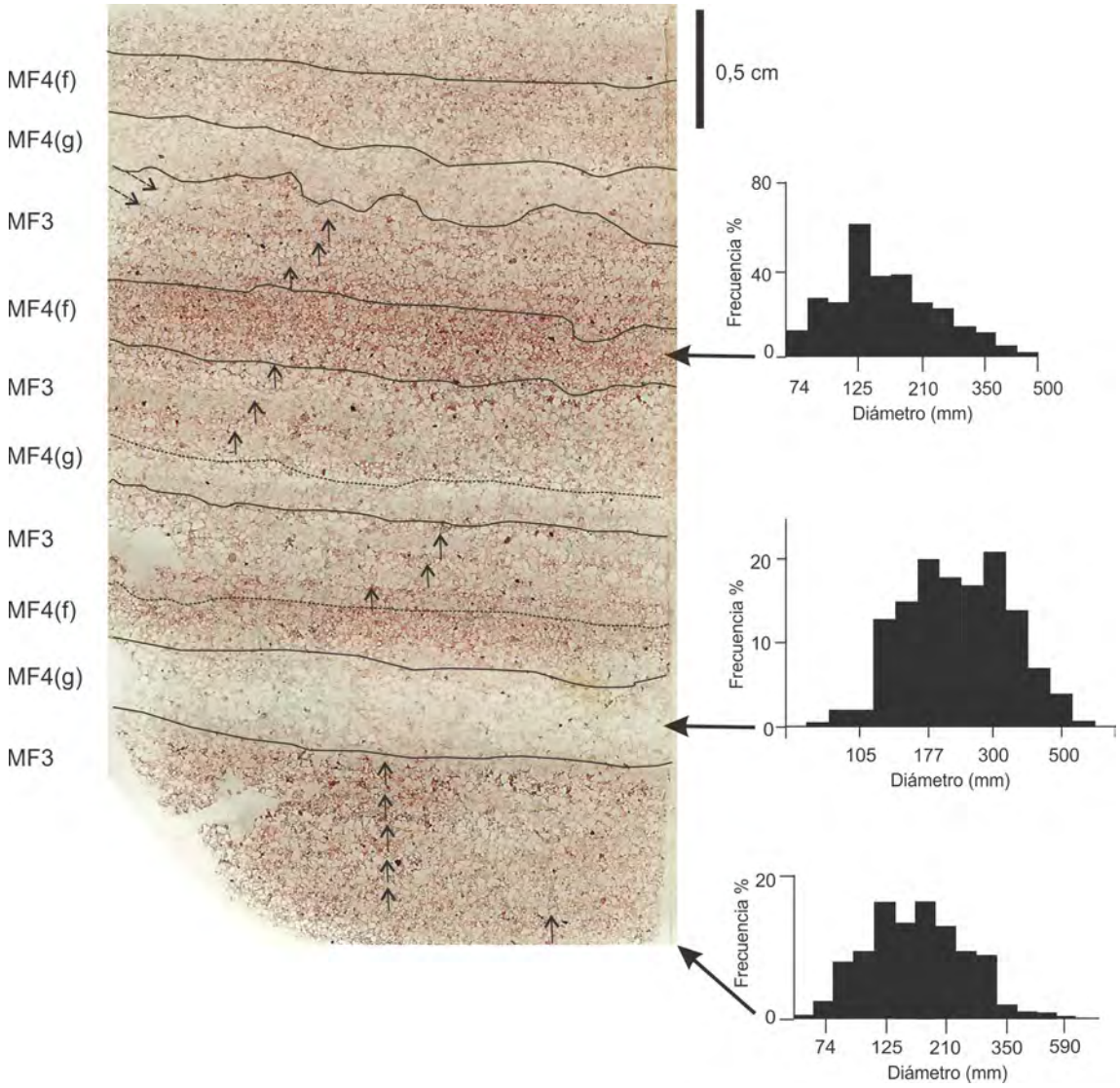

Figura 11. Ejemplo de depósitos de extradunas secas formados por la alternancia de las microfábricas 3 (MF3) y 4 (ésta última en sus variantes de grano fino MF4(f) y grueso MF4(g)). Las líneas negras indican superficies de deflación menores y las flechas micrograduación inversa.

Figure 11. Example of dry extradune deposits composed of alternating laminae of microfabrics 3 (MF3) and 4 (the last in fine-grained MF4(f) and coarse-grained MF4(g) types). The black lines indicate minor deflation surfaces, and the arrows inversely graded laminae.

Allí puede observarse un depósito de extraduna seca donde alternan las microfábricas 3 (MF3 en Fig. 11) y 4 (MF4 en Fig. 11). Ésta última con intercalaciones de arenas gruesas MF4(g) y finas MF4(f) (véase Fig. 11). Una secuencia completa comienza con una superficie de microerosión (línea curva en Fig. 11), sobre las que se dispone la microfábrica 4 consistente de areniscas medianas, masivas con escasa proporción de arena fina a muy fina y clastos de arena gruesa desperdigados (MF4(g)). Este intervalo es por lo general seguido por areniscas medianas a finas con micrograduación inversa que corresponden a la microfábrica 3. Por último, se disponen arenas finas, sin gradación y estructura microlaminada (microfábrica 4).

Desde el punto de vista genético, la superficie basal del ciclo correspondería a un pequeño evento de deflación, el que retrabajaría parte de la arena previamente depositada llevándose los clastos de menor granulometría, y modificando la estructura original del depósito (MF4(g) en Fig. 11). Al disminuir la velocidad del viento, comenzaría la migración de

óndulas dominadas tanto por impacto-proyección como impacto-reptaje, que representa a las areniscas con microgradación inversa (microfábrica 3). Finalmente, una disminución en la velocidad del viento favorece la migración de óndulas dominadas por impacto-proyección, formando la microfábrica 4 de grano fino que carece de estructuras gradadas (MF4(f)). Lógicamente, este ciclo corresponde a un ciclo general que es modificado en forma continua según los cambios en la velocidad del viento. Prosser y Maskall (1993) describieron secciones delgadas de areniscas pertenecientes a áreas de inter-extradunas mostrando secuencias muy similares a las aquí descriptas (véase por ejemplo figura 8 de Prosser y Maskall (1993). Estos autores destacaron además la presencia de delgadas cortinas de limo-arcilla como criterio de diferenciación entre depósitos de duna e inter-extraduna.

Finalmente, en las extradunas húmedas dominan las microfábricas 5 y 6 (Fig. 10), lo que indicaría condiciones de freática alta, similares a las interdunas húmedas antes consideradas.

DISCUSIÓN

Uno de los principales objetivos de esta contribución es mostrar que, aún en depósitos tan bien seleccionados como los de origen eólico, es posible identificar diferentes microfábricas, las que lejos de distribuirse en forma aleatoria, lo hacen en asociaciones que se relacionan directamente a los diferentes subambientes del sistema eólico. Cada una de estas microfábricas proporciona información valiosa sobre los procesos de transporte y depositación, los que pueden ser utilizados para discriminar las condiciones imperantes en los diferentes subambientes de un sistema eólico. Es ese justamente uno de los propósitos de este trabajo, el mostrar como la información microscópica puede sumarse a los esquemas de campo para enriquecer y robustecer los modelos propuestos (véase también Baudt *et al.*, 2012).

Además de lo señalado, existen otros aspectos importantes en relación al estudio de microfábricas. En primer lugar, los arreglos de clastos y las variaciones granulométricas, aún en sistemas tan homogéneos como el eólico, producen cambios en las propiedades petrofísicas de las rocas. Un buen ejemplo es mostrado por Prosser y Maskall (1993), quienes estudiaron las variaciones de permeabilidad en diferentes depósitos de areniscas eólicas, reportando diferencias significativas en permeabilidad según el tamaño de grano, selección de la arenisca, ordenamiento de granos, cemento y minerales de arcillas (véase también Chandler *et al.*, 1989). Por ejemplo, de acuerdo a Prosser y Maskall (1993) los mayores valores de permeabilidad fueron obtenidos en depósitos de flujo de grano (*grainflow*), mientras que las láminas generadas por migración de óndulas exhibieron valores significativamente menores. Farrell *et al.* (2014) al estudiar anisotropías en la permeabilidad, hallaron los mayores valores de permeabilidad en sentido paralelo a la laminación depositacional, debido a la buena selección granulométrica de las areniscas y la alta continuidad lateral de los poros. Por el contrario, ensayos perpendiculares a los planos de laminación horizontal exhibieron los valores menores de permeabilidad. Aún en el caso de areniscas eólicas y fluvio-eólicas con porosidades reducidas (*tight sands*), el estudio microscópico de la fábrica puede transformarse en un importante elemento para la interpretación de los parámetros petrofísicos de las areniscas (Desbois *et al.*, 2011).

Otro significativo aspecto que favorece el estudio de las microfábricas, es su aplicación directa a los análisis de coronas de pozos y la comparación con afloramientos y ambientes actuales. Por ejemplo, intervalos de estratificación entrecruzada formada en ambientes de dunas eólicas podrán ser caracterizados como correspondientes a dunas dominadas por caras de avalancha o caras tendidas en función del estudio de las microfábricas. De la misma forma, el dominio de condiciones de freática alta o baja en secuencias de extra e interduna podrá ser determinado mediante el empleo de las asociaciones de microfábricas.

CONCLUSIONES

1. La caracterización a nivel meso y microscópico de los depósitos eólicos de la Formación De La Cuesta permitió identificar seis microfábricas principales, cada una de las cuales representa específicos mecanismos de transporte y depositación.
2. La mayor parte de los paquetes de estratificación entrecruzada presentes en los depósitos de dunas, corresponden a la alternancia de las microfábricas 1 (depósitos de flujos de grano compuestos por arenas medianas a gruesas) y 2 (intervalos de caída de grano formados por arena fina).

3. La migración de óndulas eólicas queda registrada en las microfábricas 3 y 4. La primera genera estructuras microgradadas inversas que se inician con arena fina y culminan con arena mediana o gruesa. Este tipo de arreglos corresponde a la migración de óndulas dominadas tanto por impacto-proyección como por impacto-reptaje de clastos. La microfábrica 4, formada por arena fina, difiere en la falta de la estructura gradada, y muy probablemente refleje la migración de óndulas dominadas por impacto-proyección sin que existiera una población apreciable de impacto-reptaje.
4. La microfábrica 5 incluye a areniscas finas a muy finas, masivas, que presentan óndulas de adhesión, bioturbación y en algunos casos estructuras de deformación centimétricas. Estrechamente relacionada, espacial y genéticamente, se encuentra la microfábrica 6 compuesta por areniscas muy finas que suelen mostrar alto aporte de limo grueso y deformación ondulosa.
5. Las distintas microfábricas aparecen asociadas según el siguiente esquema: a) las acumulaciones de dunas dominadas por caras de sotavento de alto ángulo (cercano al ángulo de reposo de la arena) están mayormente compuestas por la alternancia de las microfábricas 1 y 2; b) en el caso de dunas con caras de sotavento con ángulo inferior al del reposo de la arena existen diferentes combinaciones entre las microfábricas 2 y 3 y en menor medida 2 y 4; c) las interdunas secas aparecen dominadas por la asociación de microfábricas 3 y 4; d) en los depósitos de interdunas húmedas dominan las microfábricas 5 y 6 sobre la 3 y la 4; e) las acumulaciones de extraduna seca están dominadas por las microfábricas 3 y 4, mientras que las húmedas por las microfábricas 5 y 6.
6. La importancia de los estudios de microfábricas radica en que permite: a) alcanzar una mayor certidumbre sobre los procesos de transporte y depositación en los diferentes subambientes del sistema eólico, b) interpretar cambios en las propiedades petrofísicas de las areniscas (por ejemplo permeabilidad, porosidad, etc.) y c) ser utilizada como una valiosa herramienta en la descripción e interpretación de coronas de pozos.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento a los editores de la Revista, así como a los revisores Claudia I. Galli y César Viseras por los importantes comentarios efectuados, los que sin dudas contribuyeron a una mucho mejor presentación del trabajo. Los estudios fueron financiados mediante el UBACyT GC385BA (Universidad de Buenos Aires) y el proyecto CGL2012-38396-C03-02 del MECOM del Gobierno de España I+D+I Plan y FEDER Funds de la EU-Grup de Qualitat 2014-SGR-467.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aceñolaza, F.G. y **M.E. Vergel**, 1987. Hallazgo del Pérmico superior fosilífero en el Sistema de Famatina. *X Congreso Geológico Argentino* Actas III:125-129, San Miguel de Tucumán.

Ahlbrandt, T.S., 1979. Textural parameters of eolian deposits. En E.D. McKee (Ed.), *A Study of Global Sand Seas*. U. S. Geological Survey Paper 1052:21-51.

Ahlbrandt, T.S. y **S.G. Fryberger**, 1980. Geologic and paleoecologic studies of the Nebraska Sand Hills. Geological Survey Professional Paper 1120A:1-24.

Al-Masrahy, M.A. y **N.P. Mountney**, 2015. A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research* 17:67-88.

Anderson, R.S., 1990. Aeolian ripples as examples of self-organization in geomorphological systems. Earth Science Reviews 29:77-96.

Anderson, R.S. y **P.K. Haff**, 1988. Simulation of aeolian saltation. Science 241:820-823.

Bagnold, R.A., 1941. *The Physics of Wind Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen & Co., London, 265 pp.

Baudt, J.A., C.M. Scherer, L.F. De Ros y **K. Goldberg**, 2012. Building more realistic siliciclastic reservoir models through integration of depositional and diagenetic heterogeneities in a flow unit approach. *Pesquisas em Geociencias* 39:109-125.

Bauer, B.O., C.A. Houser y **W.G. Nickling**, 2004. Analysis of velocity profile measurements from wind-tunnel experiments with saltation. *Geomorphology* 59:81-98.

Bigarella, J.J., 1972. Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. En J.K. Rigby y W.K. Hamblin (Eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 16:12-62.

Bigarella, J.J., 1975. Lagoa dune field, State of Santa Catarina, Brazil-A model of eolian arid pluvial activity. *Boletim Paranaense de Geociencias* 33:133-167.

Binda, P.L., 1983. On the skewness of some eolian sands from Saudi Arabia. En M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt (Eds.), *Aeolian Sediments and Processes.* Developments in Sedimentology 38:27-39.

Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24:303-332.

Bryant, G., G. Monegato y **A. Miall**, 2013. An example of liquefaction-induced interdune sedimentation from the early Jurassic Navajo Sandstone, USA. *Sedimentary Geology* 297:50-62.

Chandler, M.A., G. Kocurek, D.J. Goggin y **L. Lake**, 1989. Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in an aeolian sandstone sequence, Page Sandstone, Northern Arizona. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73:658-668.

Ciftci, B.N., A.A. Avianatara, N.F. Hurley y **D.R. Kerr**, 2004.

Outcrop-based three-dimensional modeling of the Tensleep Sandstone at Alkali Creek, Bighorn Basin, Wyoming. En G.M. Grammer, P.M. Harris y G.P. Eberli (Eds.), *Integration of Outcrop and Modern Analogs in Reservoir Modeling*. American Association of Petroleum Geologist Memoir 80:235-259.

Clemmensen, L.B. y **K. Abrahamsen**, 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian), Scotland. *Sedimentology* 30:311-339.

Desbois, G., J.L. Urai, P.A. Kukla, J. Konstanty y **C. Baerle**, 2011. High-resolution 3D fabric and porosity model in a tight gas sandstone reservoir: A new approach to investigate microstructures from mm- to nm-scale combining argon beam cross-sectioning and SEM imaging. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 78:243-257.

Durán, O. y **C.B. Andreotti**, 2011. On aeolian transport: Grain-scale interactions, dynamical mechanisms and scaling laws. *Aeolian Research* 3:243-270.

Farrell, N.J.C., D. Healy y **C.W. Taylor**, 2014. Anisotropy of permeability in faulted porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 63:50-67

Folk, R.L., P.B. Andrews y **D. Lewis**, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13:937-968.

Fryberger, S.G. y **C.J. Schenk**, 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origin of aeolian strata. *Sedimentology* 28:805-821.

Fryberger, S.G. y **C.J. Schenk**, 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology* 55:1-15.

Fryberger, S., T. Ahlbrandt y **S. Andrews**, 1979. Origin of 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.

Gerety, K.M. y **R. Slingerland**, 1983. Nature of the saltating population in wind tunnel experiments with heterogeneous size-density sands. En M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt (Eds.), *Aeolian Sediments and Processes*. Developments in Sedimentology 38:28-41.

Herries, R.D., 1993. Contrasting styles of fluvial–aeolian interaction at the downwind erg margin: Jurassic Kayenta–Navajo transition, northeastern Arizona, U.S.A. En C.P. North y D.J. Prosser (Eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication 73:199-218.

Hunter, R., 1977. Basic types of stratification in small dunes. *Sedimentology* 24:361-387.

Kamola, D.L. y **M.A. Chan**, 1988. Coastal dune facies, Permian Cutler Formation (White Rim Sandstone), Capitol Reef National Park area, southern Utah. *Sedimentary Geology* 56:341-356.

Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences-bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56:193-206.

Kocurek, G. y **J.R. Dott**, 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Research* 51:579-595.

Kocurek, G., N.I. Robinson y **J.M. Sharp jr**., 2001. The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. *Sedimentary Geology* 139:1-13.

Langford, R.P. y **M.A. Chan**, 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, anciant systems. *Sedimentology* 36:1037-1051.

Limarino, C.O. y **G. Martínez**, 1992. Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el Bolsón de Guandacol. *IV Reunión Argentina de Sedimentología* Actas 2:295-302, La Plata.

Loope, D.B., C.M. Rowe y **R.M. Joeckel**, 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature* 412:64-66.

Loope, D.B., J.F. Elder y **M.R. Sweeney**, 2012. Downslope coarsening in aeolian grainflows of the Navajo Sandstone. *Sedimentary Geology* 265:156-162.

López, R. y **C. Clérici**, 1990. Nuevos depósitos de areniscas eólicas y lacustres en la Formación De La Cuesta (Pérmico del Sistema de Famatina), provincia de Catamarca. *XI Congreso Geológico Argentino* Actas 2:453-456, San Juan.

Mason, C.C. y **R.L. Folk**, 1958. Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Journal of Sedimentary Research* 28:211-226.

Matter, A., E. Neubert, F., Preusser, T. Rosenberg y **K. Al-Wagdani**, 2015. Palaeo-environmental implications derived from lake and sabkha deposits of the southern Rub'al-Khali, Saudi Arabia and Oman. *Quaternary International* 382:120-131.

McKee, E.D., 1979. Sedimentary structures in dunes. En E.D. McKee (Ed.), *A Study of Global Sand Seas*. United States Geological Survey, Professional Paper 1052:83-113.

McKee, E.D., J.R. Douglass y **S. Rittenhouse**, 1971. Deformation of lee side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin* 82:359-378.

Mountney, **N.P.**, 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology* 59:964-989.

Mountney, N.P. y **A. Jagger**, 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51:713-743.

Prosser, D.J. y **R. Maskall**, 1993. Permeability variation within aeolian sandstone: a case study using core cut sub-parallel to slipface bedding, the Auk Field, Central North Sea, UK. En C.P. North y D.J. Prosser (Eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, Geological Society Special Publication 73:377-397.

Pye, K., 1982. Negatively skewed aeolian sands from a humid tropical coastal dune field, northern Australia. *Sedimentary Geology* 31:249-266.

Salfity, J.A. y **S.A. Gorustovich**, 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38:437-453.

Schenk, C.J., 1983. Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata. En M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt (Eds.), *Aeolian Sediments and Processes*. Developments in Sedimentology 38:28-41.

Simpson, E.L., K.A. Eriksson, P.A. Eriksson y **A.J. Bumby**, 2002. Eolian dune degradation and generation of massive sandstone bodies in the Paleoproterozoic Makgabeng Formation, Waterberg Group, South Africa. *Journal of Sedimentary Research* 72:40-45.

Spalletti, L., C.O. Limarino y **F. Colombo**, 2011. Internal anatomy of an erg sequence from the aeolian-fluvial system of the De La Cuesta Formation (Paganzo Basin, northwestern Argentina). *Geologica Acta* 8:431-447.

Stokes, L.W.M., 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes--a feature of wind-deposited sandstone formations. *Journal of Sedimentary Research* 38:510-515.

Sweeny, M.R.y **D.B. Loope**, 2001, Holocene dune-sourced alluvial fans in the Nebraska Sand Hills: *Geomorphology* 38:31-46.

Tillman, L.E., 1989. Sedimentary facies and reservoir characteristics of the Nugget Sandstone (Jurassic), Painter Reservoir Field, Uinta County, Wyoming. En E.B. Coalson, S.S. Kaplan, C.W. Keighin, C.A. Oglesby y J.W. Robinson (Eds.), *Petrogenesis and Petrophysics of Selected Sandstone Reservoir of the Rocky Mountain Region*:97-108.

Tripaldi, A. y **C.O. Limarino**, 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15:43-66.

Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 42:77-126.

Turner, J.C.M., 1967. Descripción geológica de la hoja 13b, Chaschuil (provincias de Catamarca y la Rioja). *Instituto Nacional de Geología y Minería*, Boletín 106: 91 pp. Buenos Aires.

van den Berg E. H. y **J.J. De Vries**, 2003. Influence of grain fabric and lamination on the anisotropy of hydraulic conductivity in unconsolidated dune sands. *Journal of Hydrology* 283:244-266.

Veiga, G.D., L.A. Spalletti y **S. Flint**, 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49:1001-1019.

Wilson, I.G., 1972. Aeolian bedforms-their development and origins. *Sedimentology* 19:173-210.

Yizhaq, H., N.J. Balmforth y **A. Provenzale**, 2004. Blown by wind: nonlinear dynamics of aeolian sand ripples. *Physica D* 195:207-228.