



Arquitectura estratigráfica de sistemas eólicos-fluviales: un ejemplo de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) en la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina

Francisco Emanuel OPORTO ROMERO^{1,2} y José Matildo PAREDES¹

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco", Comodoro Rivadavia, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

E-mail: francisco_oporto@hotmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

Recibido: 29 de junio de 2021

Aceptado: 3 de agosto de 2021

RESUMEN

Se presenta un estudio sedimentológico de una sucesión eólica-fluvial de 30 m de potencia perteneciente a la parte media de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) en afloramientos del Cañadón Ferrays (Flanco Norte de cuenca del Golfo San Jorge, Chubut). Se identificaron quince litofacies, ocho asociadas a procesos de transporte subáereos y siete a procesos subácueos. Se definieron ocho elementos arquitecturales: 1) duna eólica de cresta sinuosa, 2) duna eólica de cresta recta, 3) interduna seca, 4) laguna de interduna húmeda, 5) lóbulos de descarga progradantes, 6) canal fluvial efímero, 7) canal fluvial perenne, y, 8) manto de arena. En base a la arquitectura eólica, formas de fondo, y relación del nivel freático con la superficie, se interpretaron dos sistemas depositacionales eólicos separados por una paleosuperficie. El sistema depositacional I se interpreta como un sistema eólico húmedo, y el sistema depositacional II como un sistema eólico seco, reflejando aridización gradual hacia arriba de la sucesión. Las mediciones del contenido de radioactividad natural utilizando un dispositivo portátil y el tratamiento estadístico de las lecturas mediante ANOVA permitieron diferenciar los sub-ambientes reconocidos; sin embargo, la homogeneidad litológica de las sucesiones dificulta su utilización como una herramienta predictiva. Aunque el estudio ha abordado la interrelación entre sistemas eólicos y fluviales, dado su carácter local, la importancia relativa de los factores alogénicos en la tendencia de aridización reconocida requiere de nuevos estudios que involucren áreas más amplias y la utilización de técnicas adicionales.

Palabras clave: Interacción eólica-fluvial, Perfiles de rayos gamma, Cañadón Ferrays, Cenozoico, Patagonia.

ABSTRACT

Stratigraphic architecture of eolian-fluvial systems: An example of the Santa Cruz Formation (middle Miocene) in the Golfo San Jorge Basin, Argentina.

We present a sedimentological study of a 30-m thick eolian-fluvial succession corresponding to the middle part of the Santa Cruz Formation (middle Miocene) in exposures of the Ferrays creek (North Flank of the Golfo San Jorge Basin, Chubut). Fifteen lithofacies were identified, eight are associated with subaerial processes, whereas seven are associated to subaqueous processes. We identify eight architectural elements: 1) curved-crested eolian dune, 2) straight-crested eolian dune, 3) dry interdune, 4) wet interdune lagoon, 5) prograding lobes, 6) ephemeral fluvial channel, 7) perennial fluvial channel, and 8) sand sheet. Based on the eolian architecture, bedforms, and relation between the ground water level and the paleosurface, two depositional systems were interpreted, separated by a supersurface. The depositional system I is interpreted as a wet eolian system, while depositional system II is interpreted as a dry eolian system, reflecting gradual dryness upward through the succession. The measurements of the natural content of radioactivity using a portable device and the statistical treatment of the data through ANOVA allow differentiating the interpreted sub-environments.

However, the lithological uniformity of the succession makes it challenging to make accurate predictions. Although this study has documented the interaction between eolian and fluvial systems, due to its local character, the relative importance of allogenic controls in the aridization trend identified requires new studies involving wider areas and additional techniques.

Keywords: Aeolian-fluvial systems, Gamma ray profiles, Cañadón Ferrays, Cenozoic, Patagonia.

INTRODUCCIÓN

El estudio de sucesiones eólicas actuales o fósiles se incrementó en las últimas décadas a partir de la comprensión de sus procesos sedimentarios (Glennie 1970, Wilson 1973, Kocurek 1996), formas depositacionales (Mckee 1966, 1979, Hunter 1977) y los tipos de estratificación (Hunter 1977, Rubin 1987, Bristow et al. 2000). Los procesos eólicos ocurren mayormente en áreas con precipitaciones limitadas y sustrato seco con escasa vegetación, que permiten el arrastre y transporte de material granular suelto (Mountney 2006). Sin embargo, también se registran en regiones húmedas cuando existe gran cantidad de sedimento disponible y la velocidad del viento es suficiente, como ocurre en ambientes costaneros arenosos (Pye 1983, Kocurek y Lancaster 1999). De acuerdo con la importancia del agente que controla la acumulación, los sistemas eólicos se clasifican en secos, húmedos, o estabilizados, (Kocurek y Havholm 1993), y su organización interna y evolución está controlada por variables climáticas (precipitaciones, cambios del nivel freático y velocidad del viento), y, en desiertos arenosos costeros, por las variaciones del nivel del mar (Alsharhan et al. 1998).

Los ambientes eólicos actuales comúnmente presentan interacción con sistemas fluviales adyacentes, y su interdigitación se reconoce en áreas con condiciones climáticas que varían desde hiper-áridas a tropicales con estación húmeda (por ej. Langford 1989, Bullard y Livingstone 2002, Hilbert et al. 2016, entre otros), y han sido documentados en sucesiones fósiles (Mabbutt 1977, Langford 1989, Langford y Chan 1989, Herries 1993, Mountney y Howell 2000, Veiga et al. 2002, Mountney y Jagger 2004, Veiga y Spalletti 2007, entre otros). El estudio integrado de las sucesiones eólicas y fluviales es de gran utilidad en la reconstrucción paleoambiental y el análisis de sus implicancias paleoclimáticas (Tripaldi y Limarino 2008, Lizzoli et al. 2021).

La sedimentología de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) de la cuenca del Golfo San Jorge ha sido abordada en varias contribuciones, entre las más recientes Legarreta et al. (1990), Legarreta y Uliana (1994), Bellosi (1995), Bellosi y Jalfin (1996) y Scitutto et al. (2000, 2008). En particular, Bellosi y Jalfin (1996) analizan las relaciones estratigráficas entre

el registro más alto de la sucesión marina de la Formación Chenque (Mioceno inferior-medio) y los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio). Caracterizan un conjunto de asociaciones de litofacies que representan la sedimentación de canales meandrosos o de baja sinuosidad y planicies de inundación, estuarios y pequeñas lagunas de planicies costeras. Localmente reconocen facies ricas en materia orgánica de ambiente palustre, y campos de dunas eólicas. Aunque los estudios previos de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) brindan un marco sedimentológico general, hasta el momento la unidad no cuenta con estudios de detalle que analicen la arquitectura interna de las sucesiones eólicas-fluviales, o las variaciones espacio-temporales en la organización del sistema de dunas eólicas y los controles sobre su desarrollo.

En este contexto, el objetivo de este trabajo es realizar un estudio sedimentológico de alta resolución de una sucesión eólica-fluvial de 30 m de potencia perteneciente a la parte media de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio). Para ello, se propone (1) entender las variaciones laterales (espaciales) y verticales (temporales) en la distribución de litofacies, asociaciones de litofacies y sub-ambientes sedimentarios, (2) documentar y comprender la dinámica sedimentaria manifestada en la interacción entre depósitos eólicos y sistemas fluviales efímeros y perennes, y (3) establecer la correspondencia entre la distribución de mediciones de rayos gamma espectral y los elementos arquitecturales identificados, a los efectos de analizar su utilidad para realizar predicciones en sucesiones eólicas-fluviales. Finalmente, este estudio busca mejorar los modelos sedimentológicos y estratigráficos de ambientes sedimentarios de interacción eólico-fluvial, y aumentar la comprensión de la geología cenozoica de la cuenca del Golfo San Jorge mediante la integración de resultados derivados de la utilización de técnicas sedimentológicas tradicionales y herramientas modernas como el contador portátil de rayos gamma.

MARCO GEOLÓGICO

Las rocas sedimentarias analizadas en esta contribución forman parte de los depósitos miocenos del sector oriental de

la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central (Fig. 1). El registro del Mioceno inferior-medio en el sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge está representado por la Formación Chenque (Bellosi 1990), cuya depositación ocurrió en ambientes marinos abiertos a estuarinos entre 19.69 y 15.37 Ma (Burdigaliano-Langhiano temprano) (Cuitiño et al. 2015).

Las características generales de la suprayacente Formación Santa Cruz (Mioceno medio) de la cuenca del Golfo San Jorge se establecieron desde el inicio de la exploración geológica de la región (Ameghino 1889, Feruglio 1938, 1949, y referencias allí citadas), en parte debido a la necesidad de ajustar la cronología de su registro de vertebrados (Feruglio 1936, Marshall et al. 1983, 1986; Feagle et al. 1995). Sin embargo, la mayoría de la información de la unidad proviene de localidades situadas en la cuenca Austral-Magallanes, donde la edad, en base al registro de vertebrados y dataciones radiométricas, permiten asignar la unidad al Burdigaliano-Langhiano (17-16 Ma). Aunque edades más recientes indican que la continentalización en la cuenca del Golfo San Jorge se inició a los ~ 15 Ma, alrededor de 3 Ma luego que en las sucesiones continentales equivalentes de la cuenca Austral-Magallanes (Cuitiño et al. 2015). A su vez, el registro paleoambiental en ambas cuencas es notoriamente diferente.

Su espesor máximo alcanza 200 m en el área de El Trébol-Pampa del Castillo (Bellosi 1995), adelgazándose hacia el margen noreste de la cuenca y sin representación en el Flanco Sur de la cuenca. Su litología está compuesta por areniscas grises con estratificación entrecruzada en artesa, conglomerados intraformacionales con troncos, arcilitas, y fangolitas tobáceas con desarrollo de paleosuelos (Sciutto et al. 2000, 2008). En el Flanco Norte de la cuenca cubre de forma transicional a la Formación Chenque (Feruglio 1936, 1949) con un estilo de apilamiento agradacional que evoluciona a progradacional por aumento del suministro sedimentario (Legarreta y Uliana 1994). Se ha sugerido que los saltos evolutivos de las faunas que contiene el registro Mioceno de la cuenca del Golfo San Jorge están influenciados por oscilaciones eustáticas (Legarreta et al. 1990) y por el levantamiento contemporáneo de la Cordillera de los Andes, que favoreció el deterioro climático, reduciendo las precipitaciones (Colwyn et al. 2019, Bucher et al. 2020) y dando lugar a la formación de campos de dunas eólicas (Bellosi 1995). Aunque actualmente la Formación Santa Cruz en la cuenca del Golfo San Jorge no cuenta con estudios espacialmente representativos de sus áreas de proveniencia, Olazábal et al. (2017) analizaron, de forma preliminar, su petrografía sedimentaria a lo largo del perfil sedimentológico del Cañadón Ferrays, identificando componentes metamórficos, rocas volcánicas básicas, intermedias y ácidas, los que fueron aportados mayormente

por sistemas fluviales que drenaban desde el noroeste, con muy baja participación de componentes derivados de la Faja Plegada de San Bernardo.

En el Flanco Norte de la cuenca del Golfo San Jorge, la Formación Santa Cruz está cubierta de forma discordante por los “Rodados Tehuelches” (Plioceno-Pleistoceno), una sucesión fluvial de más de 20 m de potencia con componentes clásticos gravosos derivados de la Cordillera de los Andes (Martínez y Kutschker 2011). Estos mantos de gravas, ubicados sobre la Pampa del Castillo a más de 750 m s.n.m., han sido posteriormente removilizados cubriendo bajos paleotopográficos y valles previos durante la etapa de exhumación post-miocena de la cuenca del Golfo San Jorge.

Área de estudio

El estudio se realizó en una sucesión de 30 m de potencia perteneciente al tramo medio de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) en afloramientos ubicados sobre la Ruta Nacional N° 3 a lo largo del Cañadón Ferrays (45°42'34" S, 67°29'57" O), situados 35.5 km al noroeste de Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina (Fig. 1b). El área de estudio se ubica a 39 m del techo de la Formación Chenque y está representada por tres afloramientos, indicados en este trabajo como afloramientos A, B y C (Fig. 1c). En el tope del afloramiento C se preservan depósitos de ladera retrabajados desde los “Rodados Tehuelches”, conformados por gravas medianas matriz sostén con base erosiva y potencia superior a 1 m.

TERMINOLOGÍA Y METODOLOGÍA

El análisis de facies sedimentarias utiliza una codificación de litofacies en la que la primera letra en mayúscula indica la granulometría y la segunda, en minúscula, la estructura sedimentaria; cuando existe una tercera letra en minúscula, ésta se refiere a algún proceso o carácter particular (g: flujo granular, i: laminación inclinada y m: parcialmente macizo). Las letras siguientes, encerradas entre paréntesis, indican el tipo de agente de transporte, siendo (Ae) = subaéreo y (Ac) = subáqueo. Los elementos arquitecturales se describieron según la naturaleza de las superficies limitantes, geometría externa del depósito, espesor y extensión lateral, litofacies presentes, geometría interna y dirección de paleocorrientes (Miall 1985). Los datos de paleoflujo se procesaron mediante estadística circular con el programa de acceso libre GEORient 9.5.1. En la codificación de elementos arquitecturales, las dos primeras letras corresponden al nombre, siendo Du = duna, It = interduna; Lg = laguna de interduna húmeda; Lb = ló-

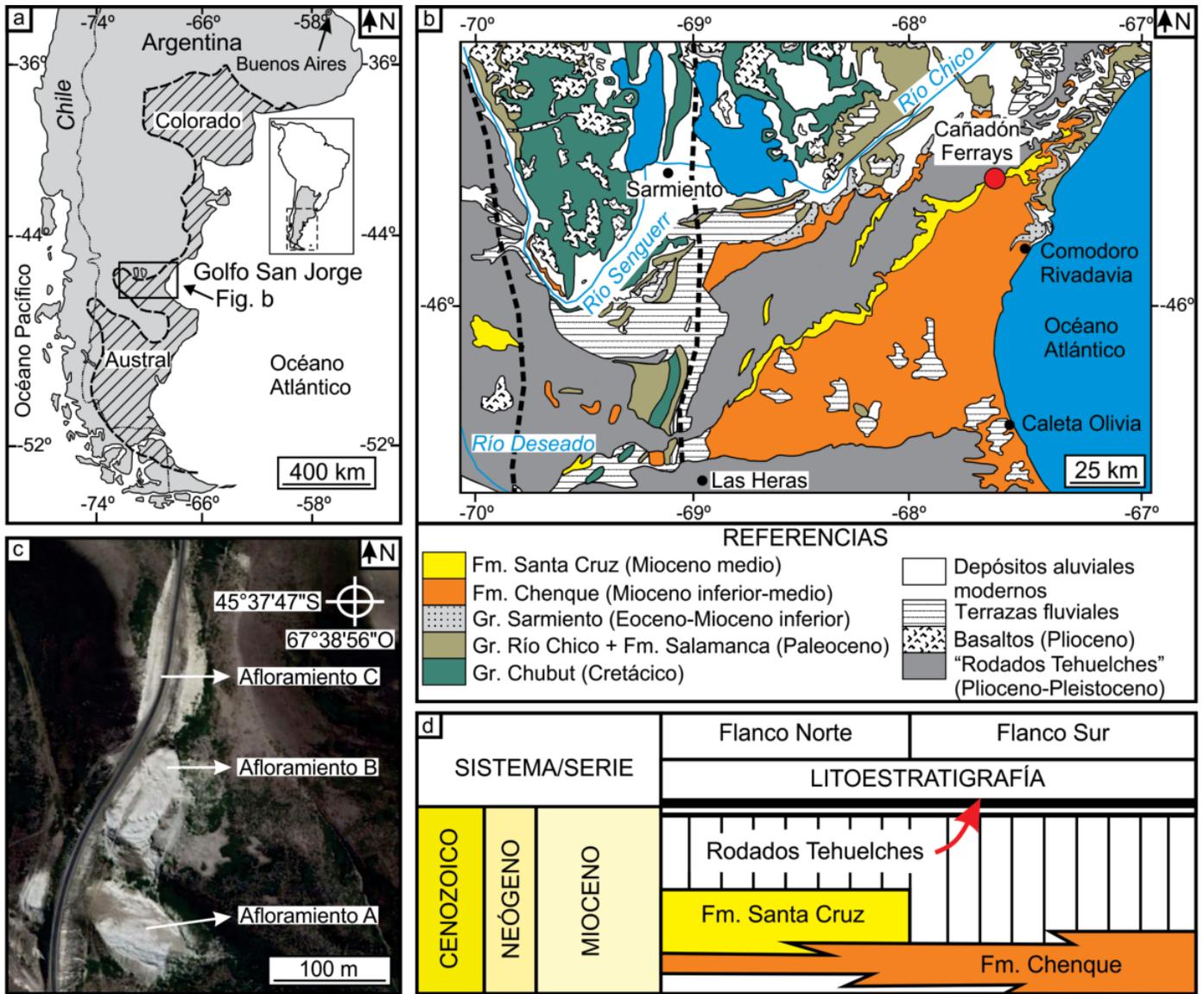


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la cuenca del Golfo San Jorge. El área rayada marca la extensión máxima de la transgresión del Mioceno temprano en Patagonia (basado en Malumián et al. 1999); b) Mapa geológico de la cuenca del Golfo San Jorge. La línea punteada gruesa marca el límite de la faja plegada de San Bernardo; c) Imagen satelital DigitalGlobe de parte del Cañadón Ferrays, con localización de los afloramientos A, B y C; d) Estratigrafía del Mioceno de la cuenca del Golfo San Jorge. Las líneas verticales indican un hiato.

bulo; Ch = canal fluvial, y Ma = manto de arena; la tercera letra, en caso de estar presente, responde a i) la morfología de la cresta de duna eólica (t = 3D o cresta sinuosa, o d = 2D o cresta recta), o, ii) al régimen de descarga de los canales fluviales (e = efímero, y p = perenne). Por último, las letras entre paréntesis determinan los subambientes o ambientes interpretados, de la siguiente manera: (d) = duna eólica, (s) = interduna seca, (h) = interduna húmeda, (f) = fluvial y (m) = manto de arena eólico.

Se realizaron fotomosaicos con cámara digital para el estudio de las variaciones espacio-temporales de la sucesión. Se analizaron los procesos sedimentarios y el desplazamiento de los ambientes sedimentarios, utilizando técnicas

de análisis arquitectural. Se efectuó la cartografía, caracterizando unidades genéticas y jerarquizando las superficies de discontinuidad (Kocurek 1988, Rodríguez-López et al. 2014), conjuntamente con la obtención de datos de paleoflujo en mesoformas (Miall 1996).

De forma complementaria, en el afloramiento C se obtuvieron 927 mediciones de la radioactividad natural en 46 perfiles de rayos gamma espectral utilizando el dispositivo portátil Radiation Solutions RS-125. Este equipo contiene un cristal de INa que registra la emisión de rayos gamma total emitida, y un colector multicanal que mide la contribución de cada uno de los tres elementos radioactivos (potasio, uranio y torio) en ventanas de emisión fijas (Lovborg 1984). Se midió

el contenido radioactivo natural de las rocas utilizando una separación vertical entre mediciones de 50 cm y distancia lateral de 1 m. Se implementó un tiempo de conteo de estabilización de 2 minutos, para registrar el contenido radioactivo en partes por millón (ppm) y en conteos por minuto (cpm). Los perfiles de rayos gamma se ubicaron con precisión sobre fotomosaicos y se realizaron de forma simultánea al levantamiento de 46 secciones sedimentológicas de detalle (no presentadas).

Los datos de los perfiles de rayos gamma se analizaron utilizando estadística descriptiva y para establecer diferencias numéricas significativas entre lecturas de diferentes elementos arquitecturales y sub-ambientes (Bristow y Williamson 1998, North y Boering 1999, Hampson et al. 2005, Šimíček et al. 2012, Gould et al. 2014, Šimíček y Bábek 2015). Como resultado de un solapamiento estadístico significativo utilizando estadística descriptiva (información no presentada), se efectuó análisis de la varianza (ANOVA) utilizando un nivel de significancia de $\alpha = 0.05$, correspondiente a un nivel confianza del 95 % para los datos. Los cálculos se efectuaron utilizando el software de acceso libre R Minitab 18.

SEDIMENTOLOGÍA

A los efectos de establecer las variaciones verticales de las litofacies y elementos arquitecturales, se realizó un perfil sedimentológico integrado de los afloramientos A, B y C (Fig. 2). La sección analizada totaliza 30 m de columna de la parte media de la Formación Santa Cruz, y está localmente cubierta por depósitos de ladera y gravas removilizadas desde los "Rodados Tehuelches".

Análisis de litofacies

La sucesión analizada permite el reconocimiento de quince (15) litofacies de carácter epiclástico, cuyas características e interpretación se detallan en el Cuadro 1. Fotografías distintivas de las litofacies, fósiles, trazas fósiles y alteraciones diagenéticas se presentan en las figuras 3-5.

Elementos arquitecturales Dut(d)

Duna eólica de cresta sinuosa (3D)

Descripción: Este elemento arquitectural está integrado por las litofacies St(Ae), Sl(Ae) y Sh(Ae) (Fig. 3a). Frecuentemente las litofacies Sh(Ae) y Sr(Ae) se ubican en la cara distal de sotavento, y en menor proporción depósitos de flujos granulares incluidos en la litofacies Smg(Ae) se ubican en la cara proximal de sotavento (Fig. 3b). Posee base neta plana o locamente erosiva, y geometría cuneiforme o tabular, con

potencia entre 0.2-3 m, y extensión lateral de 2.3-68 m. Está limitada por superficies de discontinuidad de diversa jerarquía, mayormente de reactivación (Fryberger 1993). Puede intercalar láminas de arcillitas de espesor milimétrico, y localmente la estratificación es difusa o el estrato es macizo por la presencia de abundante cemento carbonático, trazas de crustáceos indeterminados (Fig. 4c) y rasgos pedogenéticos de rizolitos (Fig. 4d), nódulos de hierro-manganeso (Fig. 4e), y rizoconcreciones de carbonato de calcio. La dirección del paleoviento es variable hacia el nor-noroeste, noroeste, este-noreste, sur-sureste, sur-suroeste y suroeste.

Interpretación: Depósito originado por un flujo subaéreo de alta velocidad, que pierde capacidad de carga por interacción en la cara de sotavento de una duna, depositando material pendiente abajo por desaceleración (Sweet y Kocurek 1990, Frank y Kocurek 1996). La separación de flujo genera depositación de la litofacies St(Ae) en zonas proximales de la cara de avalancha por eventos de *grain flow*, y la litofacies Sh(Ae) se deposita en posición distal de la cara de avalancha, a partir de procesos de *grain fall* (Hunter 1977, Mountney 2006). La litofacies Sl(Ae) se acumula por eventos combinados de *grain flow* y *grain fall* en posiciones intermedias de la cara de avalancha. La geometría sinuosa de la cresta se relaciona a dunas tridimensionales (Rubin 1987). El cambio transicional del ángulo de inclinación de la estratificación, y los distintos tipos de estratificaciones, sugieren que las condiciones depositacionales en la cara de sotavento fueron muy variables (Hunter 1977, Kocurek 1981). Cuando se presenta la litofacies Sr(Ae) se interpreta retrabajo causado por vientos secundarios (Rodríguez-López et al. 2012), produciendo la migración de ondulitas a contracorriente o de forma oblicua, que trepan desde la cara distal de la duna eólica a contrapendiente. La preservación de estas estructuras implica que la inclinación de la cara frontal de la duna no habría superado el ángulo crítico de reposo de 32° (Hunter 1977). Por otra parte, la presencia de flujos granulares sugiere caras de avalancha con pendiente mayores a 32°-34° (Mountney 2006, Bristow y Mountney 2013), por lo que el ángulo de la cara de avalancha habría fluctuado temporalmente. Las superficies de reactivación se asocian a variación en la morfología y escala de la duna, produciendo una redistribución en la estratificación (Rubin 1987, Mountney 2006), o a cambios de velocidad o de la dirección del viento (Brookfield 1977, Kocurek 1981, Hunter 1997). Las intercalaciones de láminas de arcillita y arenisca representan la interdigitación de lagunas de interduna húmeda con dunas eólicas durante inundaciones fluviales en los corredores de interduna (Stanistreet y Stollhofen 2002). En el tramo superior del afloramiento B, este elemento arquitectural de litofacies constituye una superficie de estabilización con

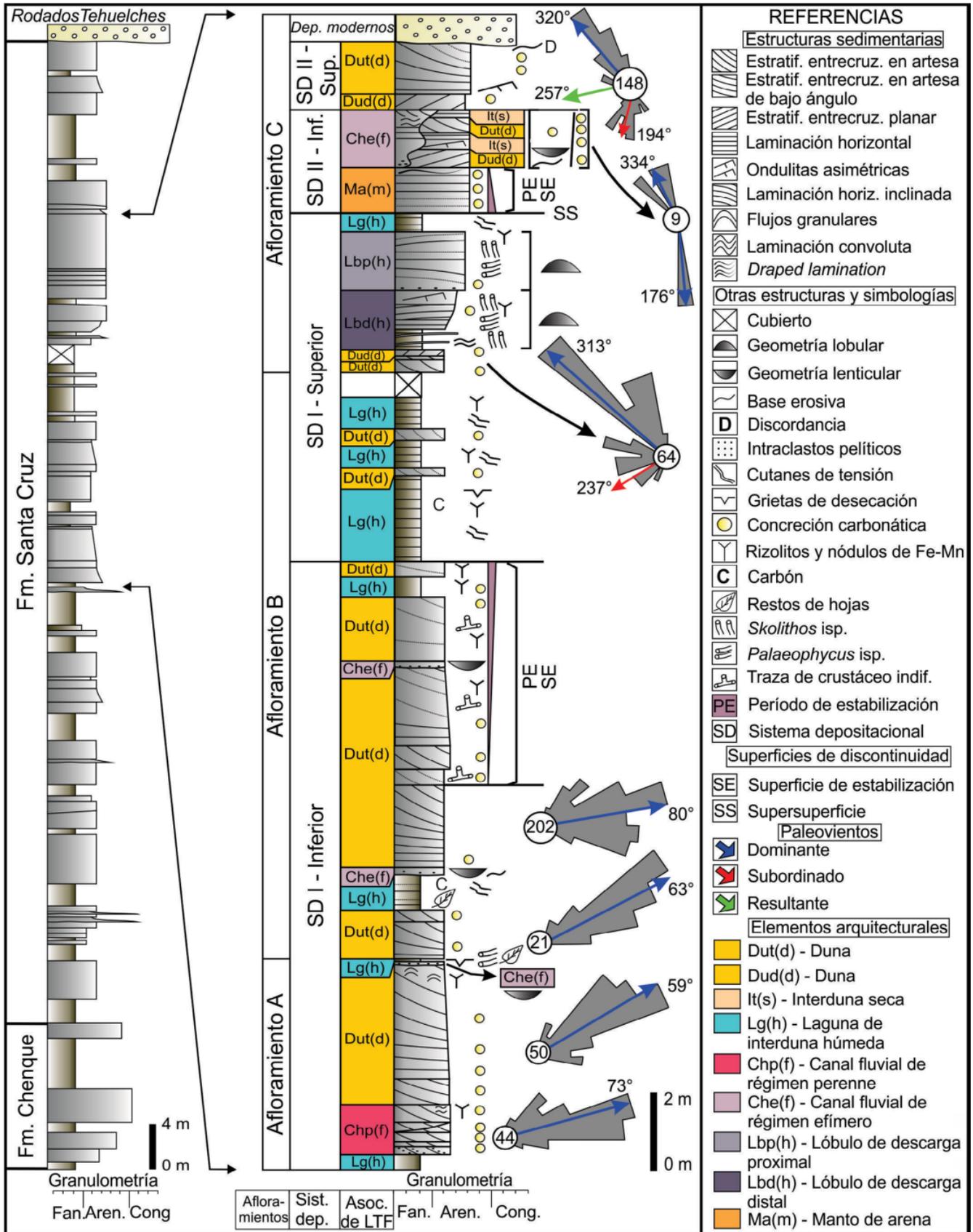


Figura 2. Perfil sedimentológico esquemático de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) en el Cañadón Ferrays, con detalle del tramo medio analizado en esta contribución. Se indican los elementos arquitecturales identificados en los afloramientos A, B y C (ubicación en la figura 1c).

Cuadro 1. Descripción e interpretación de litofacies de la Formación Santa Cruz en el cañadón Ferrays.

Litofacies	Descripción	Potencia (m)	Interpretación	Elemento arquitectural
St(Ae)	Arenisca fina a mediana, bien seleccionada, con estratificación entrecruzada en artesa.	0.3 a 3	Flujo subaéreo con procesos de separación de flujo y eventos de <i>grain flow</i> .	Dut(d)
Sl(Ae)	Arenisca fina a mediana, bien seleccionada, con estratificación entrecruzada en artesa de bajo ángulo.	0.25 a 1.3	Flujo subaéreo con eventos de <i>grain flow</i> y <i>grain fall</i> por separación de flujo.	Dut(d)
Sh(Ae)	Arenisca fina a mediana, con laminación horizontal/planar, buena selección.	0.2 a 1.3	Flujo subaéreo con procesos de separación de flujo y eventos de <i>grain fall</i> .	Dut(d) y It(s)
Sp(Ae)	Arenisca fina a mediana, bien seleccionada, con estratificación entrecruzada planar.	0.3 a 2.5	Flujo subaéreo con procesos de <i>grain flow</i> (sin separación de flujo).	Dud(d)
Shm(Ae)	Arenisca fina, bien seleccionada, con laminación horizontal, intercalada con láminas de arcillita. Puede ser maciza.	0.12 a 1.5	Flujo subaéreo tractivo en condiciones de alto régimen de flujo y decantación de material péltico en suspensión por exposición de la capa freática.	Ma(m)
Sr(Ae)	Arenisca fina, bien seleccionada, con ondulitas asimétricas.	0.07 a 0.2	Generación de flujo secundario subaéreo, que produce migración de formas de lecho a contracorriente.	Dut(d) y It(s)
Sd(Ae)	Arenisca mediana, bien seleccionada, con " <i>draped lamination</i> ", intercalada con láminas de arcillita.	0.06 a 0.07	Flujo subaéreo con alta tasa de material en suspensión y nula a baja carga de fondo. Decantación de fango a partir de suspensión, cuando asciende el nivel freático.	Ma(m)
Smg(Ae)	Arenisca mediana, maciza, bien seleccionada, con <i>grain flow</i> (avalancha subaérea).	0.35	Avalanchas de flujos granulares en la cara de sotavento de dunas eólicas.	Dut(d)
St(Ac)	Arenisca fina a mediana, con estratificación entrecruzada en artesa, intraclastos pélticos y laminación convoluta.	0.045 a 0.44	Flujo acuoso diluido en condiciones tractivas y de bajo régimen. La laminación convoluta se asocia a escape de fluidos.	Chp(f) y Che(f)
Sr(Ac)	Arenisca fina a mediana, con ondulitas asimétricas, intraclastos pélticos, y deformación sinsedimentaria local.	0.02 a 0.03	Flujo acuoso diluido en condiciones tractivas y de bajo régimen. La deformación de los estratos se produce por escape de fluidos.	Chp(f) y Lb(h)
Shi(Ac)	Arenisca muy fina a fina, con laminación horizontal inclinada, intraclastos pélticos y laminación convoluta.	0.03 a 0.5	Flujo acuoso diluido en condiciones tractivas y regímenes transicionales de flujo. La laminación convoluta se produce por escape de fluidos.	Lb(h)
Sh(Ac)	Arenisca fina a mediana, con laminación horizontal e intraclastos pélticos.	0.15 a 0.4	Flujo acuoso diluido en condiciones tractivas y de alto régimen de flujo.	Chp(f), Che(f) y Lb(h)
Sm(Ac)	Arenisca fina a mediana, maciza, con intraclastos pélticos.	0.2 a 1.3	Deposición rápida a partir de un flujo gravitatorio con alta carga sedimentaria en transporte.	Che(f) y Lb(h)
Ah(Ac)	Arcillita con laminación horizontal.	0.20 a 1.5	Decantación de material péltico transportado en suspensión, dentro una corriente acuosa diluida.	Lg(h) y Lb(h)
Am(Ac)	Arcillita maciza	0.05 a 2.5	Floculación de material péltico y/o bioturbación	Lg(h) y Lb(h)

intensa bioturbación (Fryberger 1993, Rodríguez-López et al. 2012) y abundante cemento carbonático, relacionada con una capa freática próxima a la superficie. Cuando presenta rizolitos y nódulos de hierro-manganeso, rizoconcreciones de carbonato de calcio y estratificaciones bien definidas se deduce que la duna se encontraba parcialmente estabilizada, y probablemente adyacente a lagunas de interduna húmeda, con desarrollo de vegetación y paleosuelos de escaso desarrollo. Por su parte la presencia de rizolitos y nódulos de hierro-manganeso, y rizoconcreciones de carbonato de calcio también indica fluctuaciones del nivel freático (Lizzoli et al. 2021).

Dud(d) - Duna eólica de cresta recta (2D)

Descripción: Compuesta únicamente por la litofacies Sp(Ae) (Fig. 3c). Presenta base y techo neto plano, con geo-

metría tabular. Está limitada por superficies de discontinuidad de distinto orden, principalmente superficies de reactivación. Tiene potencia variable entre 0.61-5 m, y extensión lateral entre 5-25 m. La orientación promedio del paleoflujo es hacia el nor-noroeste, noroeste, sur-sureste, suroeste y sur-suroeste. Localmente, la litofacies Sp(Ae) alterna con la litofacies St(Ae), separadas entre sí por superficies de reactivación. Puede presentar rizolitos y nódulos de hierro-manganeso, y rizoconcreciones de carbonato de calcio.

Interpretación: Depósito generado a partir de un flujo subaéreo de alta velocidad, que pierde capacidad de carga por desaceleración, debido a la interacción de partículas de arena en la cara de avance y posterior deposición pendiente abajo en la cara de avalancha por eventos de *grain flow* (Mountney 2006). La falta de separación de flujo se evidencia por

la ausencia de láminas tangenciales y asintóticas al pie del depósito (Hunter 1977). El desarrollo de rizoconcreciones de carbonato de calcio se vincula a paleosuelos bien drenados y secos (Retallack 1990), y se interpreta que la colonización de la vegetación se produce por ascenso del nivel freático en depresiones de interduna, que cubren el elemento arquitectural, ocasionando su estabilización parcial (Mountney 2006). La presencia de rizolitos y nódulos de hierro-manganeso se interpreta igual que en Dut(d).

It(s) - Interduna seca

Descripción: Integrada por las litofacies Sh(Ae) y Sr(Ae), que se encuentran interestratificadas (Fig. 3d), y en sectores dominada por Sr(Ae) (Fig. 3e). Posee base y techo neto plano y geometría tabular. Tiene potencia < a 1 m y extensión lateral entre 5-25 m. Este elemento engrana lateralmente con Dut(d), o está en contacto lateral erosivo con Che(f). Presenta contacto neto con los elementos arquitecturales Dud(d) y Dut(d), siendo común que las estratificaciones entrecruzadas en artesa (o planar) trunquen el techo del depósito.

Interpretación: Los depósitos de areniscas con laminación horizontal y ondulitas asimétricas en zonas deprimidas a planas, y adyacentes a dunas eólicas, indican que la franja capilar del nivel freático se encontraba por debajo de la superficie depositacional, generando una interduna seca (Ahlbrandt y Fryberger 1981). La geometría del depósito sugiere zonas deprimidas suaves o planas entre las dunas eólicas (Brookfield 1977, Kocurek 1981, 1996). La laminación horizontal en la arenisca se produce por caída de granos de arena en suspensión en áreas de interduna, asociada a separación de flujo en la cara de sotavento de dunas eólicas (Hunter 1977), en tanto que la migración de ondulitas asimétricas responde a un aumento del suministro de arena en los corredores de interduna y a la generación de flujo reverso, probablemente luego de tormentas de viento (Besly et al. 2018). Las superficies de truncamiento de Dud(d) y Dut(d) se interpretan relacionadas a procesos de deflación, o por migración y superposición de distintas dunas (Armas y Sánchez 2013, Pérez Mayoral et al. 2021), cuando el sustrato permanecía seco y sin cohesión (Herries 1993). La falta de rasgos pedogénicos o bioturbación evidencian la ausencia de humedad (Mountney y Thompson 2002).

Lb(h) - Lóbulo de descarga de interduna húmeda

Descripción: El elemento arquitectural presenta base neta plana y techo convexo, resultando en cuerpos con geometría lobulada y leve tendencia grano y estratocreciente.

Consiste de la superposición parcial de un conjunto de cuerpos con geometría sigmoidal (en cortes paralelos al flujo) que se amalgaman parcialmente de forma lateral y vertical (Fig. 3h). Está representado por un relleno basal de areniscas macizas incluidas en la litofacies Sm(Ac) (Fig. 3j), que gradada lateralmente a areniscas con laminación horizontal Sh(Ac) y laminación paralela inclinada Shi(Ac) (Fig. 3i-k). Hacia la parte distal de los cuerpos sigmoidales (Fig. 3h), se reconoce Sr(Ac), e intercalación aleatoria de arcillitas (litofacies Am(Ac) y Ah(Ac)) cubriendo los sigmoides (Fig. 3i). Su potencia máxima es de 2.5 m, y la extensión lateral alcanza 57.5 m. Frecuentemente presenta intraclastos de arenisca laminada y estructuras de deformación. Contiene abundantes excavaciones de invertebrados (*Skolithos* isp. y *Palaeophycus* isp.) (Fig. 4b) y ocasionalmente rizolitos y nódulos de hierro-manganeso, y rizoconcreciones de carbonato de calcio (Fig. 4h).

Interpretación: Este elemento arquitectural se produce por un flujo tractivo que deposita material por desaceleración, producto de fricción basal de un flujo acuoso en un cuerpo de agua poco profundo (Wright 1977, Elliott 1986, Bhattacharya 2006) desarrollado en corredores de interduna. Este evento produce dilución y fluidización de un flujo hiperconcentrado, que deposita la litofacies Sm(Ac), modificando su densidad y aumentando la turbulencia por absorción de agua (Ballance 1984), para luego continuar a regímenes de flujo alto a transicional (Chakraborty y Bose 1992, Mazumder 2003), depositando las litofacies Sh(Ac), Shi(Ac) en una posición proximal. Hacia una posición distal se produce la depositación de las litofacies previas, gradando en la vertical a la litofacies de Sr(Ac), en condiciones de bajo régimen de flujo. En esta posición se registran eventos de decantación de material fino a partir de suspensión, y floculación y/o bioturbación, representados por la litofacies Ah(Ac) y Am(Ac) respectivamente. La geometría sigmoidal, amalgamación lateral y (localmente) tendencia grano-estratocreciente de estos cuerpos evidencian progradación activa (Patranabis-Deb y Chaudhuri 2007). La buena selección granulométrica del depósito sugiere que el material es mayormente de origen eólico y fue retrabajado en un sistema fluvial (Kuenen 1960). Los autoclastos de arenisca laminada requieren humectación o cementación previa (Mountney y Howell 2000) e indican transporte por distancias muy cortas (Deynoux et al. 1989). La presencia de estructuras de deformación por carga de pequeña escala indica procesos de licuefacción del material sedimentario (Leeder 1999, Collinson et al. 2006). La presencia de rizolitos y nódulos de hierro-manganeso, y rizoconcreciones de carbonato de calcio se asocia a la colonización de vegetación subáerea o subaérea, indicando la posición relativa del nivel freático (Kraus y

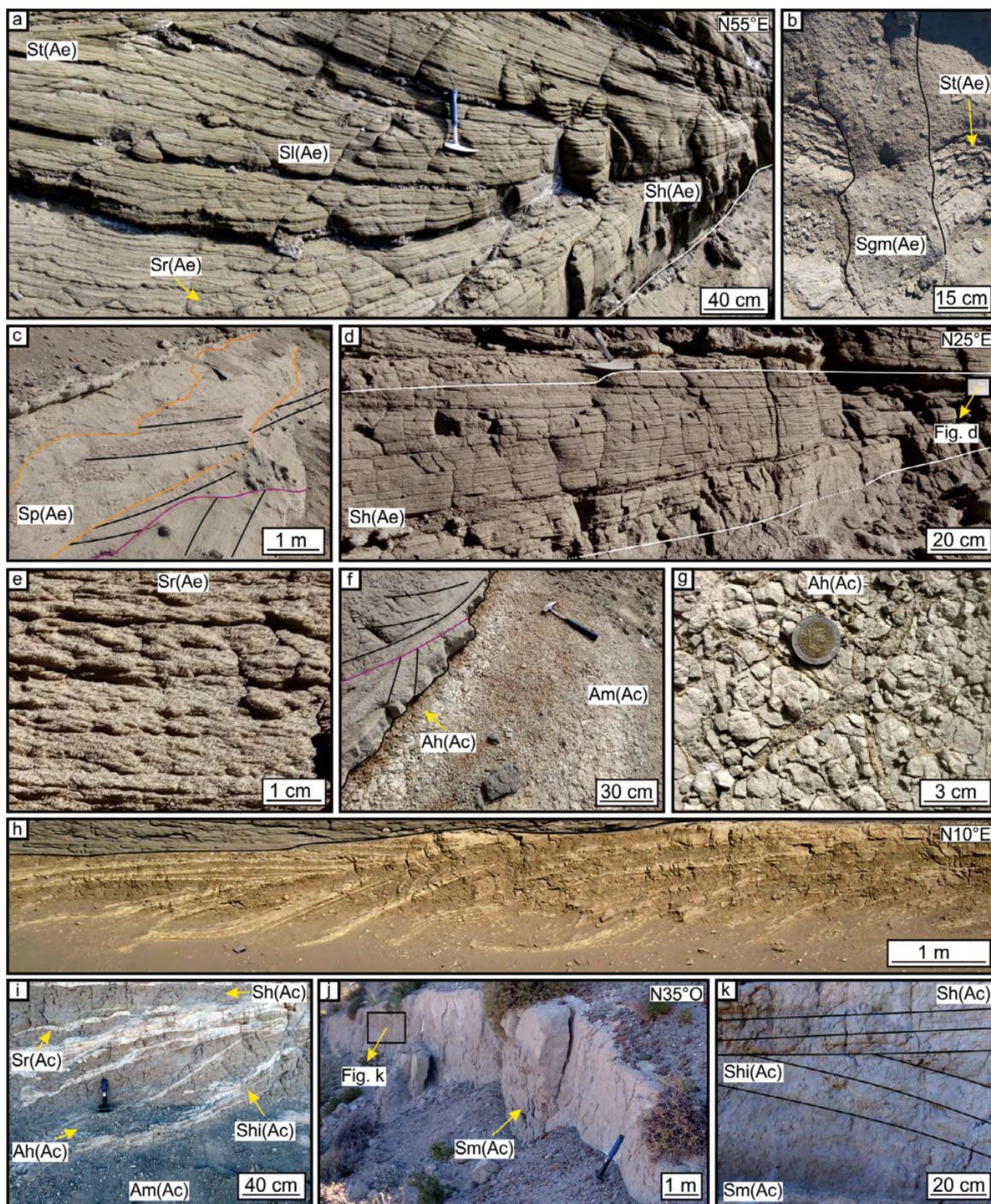


Figura 3. Litofacies y elementos arquitecturales de dunas eólicas e interdunas: a) Duna eólica 3D, las litofacies St(Ae), Sl(Ae) y Sh(Ae) forman parte de estratificación entrecruzada a gran escala. Notar la presencia de ondulitas que migran a contracorriente al pie del elemento arquitectural, representadas por la litofacies Sr(Ae). El martillo usado de escala mide 30 cm; b) Duna eólica 3D con estratos de grain flow (litofacies Sgm(Ae)), vista horizontal. La escala sobre la foto mide 13 cm; c) Duna eólica 2D compuesta por la litofacies Sp(Ae). La línea irregular de color violeta corresponde a una superficie de superposición y las líneas de color naranja representan superficies de migración de interduna; d) Depósito de interduna seca compuesto principalmente por la litofacies Sh(Ae); e) ondulitas asimétricas desarrolladas en el elemento arquitectural de interduna húmeda conformada por las litofacies Am(Ac). En contacto neto erosivo se superponen facies St(Ae), perteneciente al elemento de duna eólica de cresta sinuosa. La línea irregular de color violeta pertenece a una superficie de superposición; g) Grietas de desecación en arcillitas de la litofacies Ah(Ac); h) Lóbulos de descarga de interduna húmeda amalgamados lateralmente en posición distal. Los sigmoides individuales están cubiertos por facies de arcillitas, reflejando eventos de crecimiento separados en el tiempo; i) Detalle de las litofacies que conforman al elemento arquitectural de lóbulo de descarga de interduna húmeda en su posición distal; j) Sector proximal del lóbulo de descarga de interduna húmeda en posición proximal. El martillo usado de escala mide 30 cm, y el ancho real de la foto es de 2.23 m; k) Litofacies que conforman el elemento arquitectural de lóbulo de descarga (proximal).

Hasiotis 2006). *Skolithos* isp. se ha descrito en posiciones equivalentes en barras deltaicas de sistema lacustres de alta energía (Buatois y Mángano 2007), en tanto que *Palaeophycus* isp. se vincula a eventos de baja energía (Tonkin 2012). Se considera que los cambios energéticos en el sistema son producto de descargas fluviales discontinuas, probablemente inundaciones durante crecidas. Aunque de escala mayor, en el registro actual del Desierto de Namibia, Stanistreet y Stollhofen (2002) describen depósitos similares, que interpretan como cuerpos arenosos deltaicos desarrollados en lagunas de interduna húmeda durante inundaciones fluviales.

Lg(h) - Laguna de interduna húmeda

Descripción: Este elemento arquitectural consiste de arcilitas grises a amarillentas incluidas en las litofacies Ah(Ac) y Am (Ac) (Fig. 3f-g). Presenta base neta y techo plano, y geometría tabular a cuneiforme. Su potencia varía entre 5 cm y 2.5 m, y su extensión lateral máxima preservada alcanza 76 m. Presenta trazas fósiles de *Palaeophycus* isp. (Fig.4a), rizolitos y nódulos de hierro-manganeso, restos de hojas (Fig. 4f) y materia carbonosa, y grietas de desecación (Fig. 3g).

Interpretación: Este elemento arquitectural se produce por decantación de material pelítico transportado en suspen-

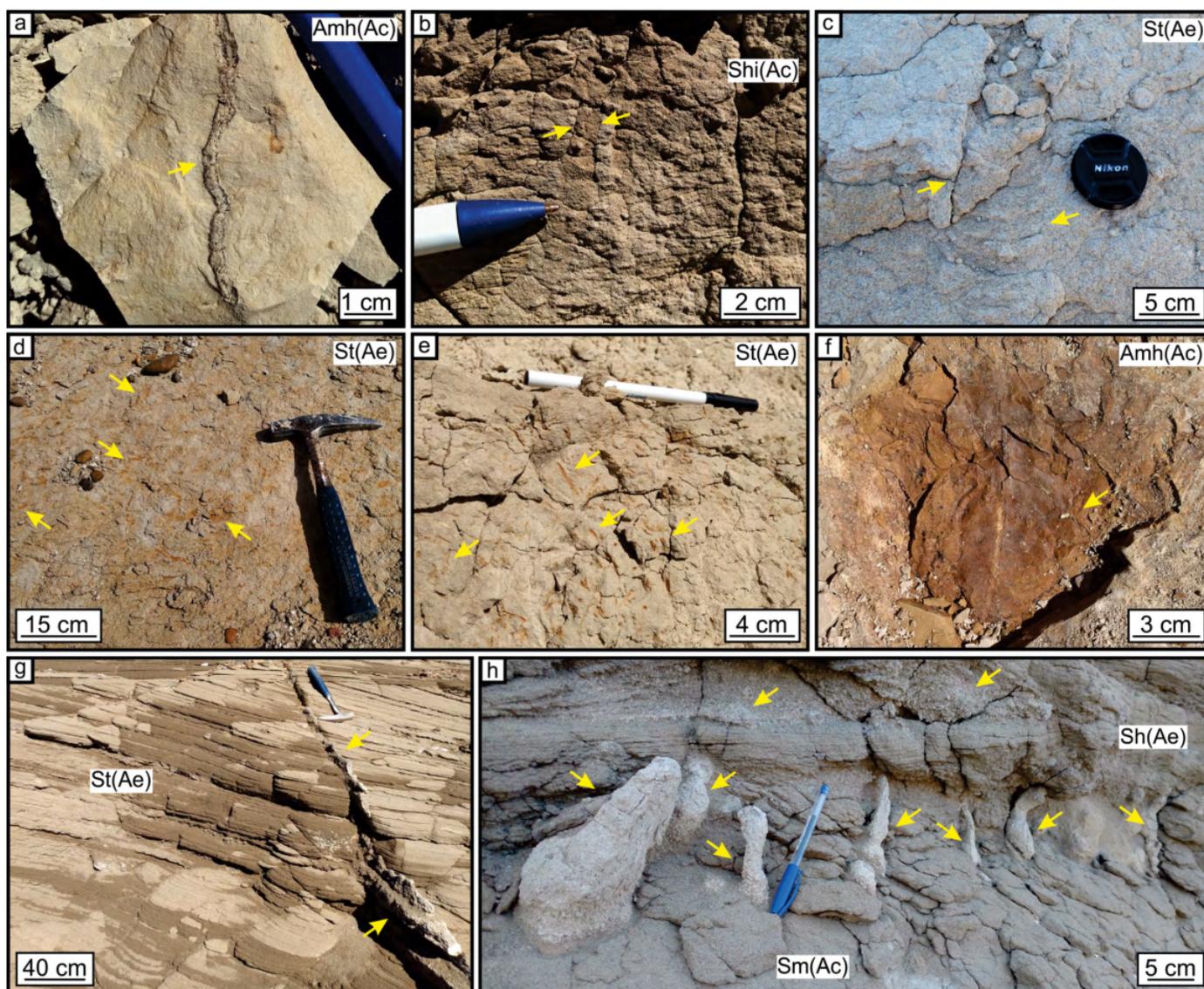


Figura 4. a) Trazas fósiles del icnogénero *Palaeophycus* isp. conservada en litofacies Am(Ac) de una laguna de interduna húmeda; b) Trazas fósiles del icnogénero *Skolithos* isp. preservada en litofacies Shi(Ac) de una posición distal del lóbulo de descarga; c) Trazas de crustáceo indeterminada en litofacies St(Ae) de una duna eólica 3D; d) Rizolitos de hierro-manganeso en duna eólica 3D; e) Nódulos de hierro-manganeso en duna eólica 3D con abundante cemento carbonático en la matriz; f) Restos foliares en planos de estratificación de las litofacies Ah(Ac) de una laguna de interduna; g) Duna eólica de cresta sinuosa con una diaclasa rellena por carbonato de calcio. Notar el control sobre la permeabilidad del plano de la diaclasa; h) Rizoconcreciones de carbonato de calcio y concreciones de carbonato de calcio con morfología irregular, dispuestas en el contacto entre estratos de areniscas finas macizas (litofacies Sm(Ac)) y laminadas (litofacies Sh(Ae)).

sión cuando el nivel freático se encuentra sobre la superficie depositacional, generando lagunas someras (Kocurek 1981, Bristow y Mountney 2013). Su formación probablemente se asocia a inundaciones ocurridas luego de precipitaciones inusuales, o por estancamiento de aguas superficiales en depresiones locales (Langford y Chan 1989), generando cuerpos lagunares en corredores de interduna (Simpson et al. 2002). El color grisáceo de las arcilitas y la presencia de materia orgánica se vinculan con microambientes reductores de baja oxigenación (Ramos-Guerrero et al. 1989). Los rizolitos y nódulos de hierro-manganeso se producen en condiciones de óxido-reducción alternantes, en este caso por la fluctuación del nivel freático (ver Retallack 2001,). El desarrollo de bioturbación y la presencia de grietas de desecación indican períodos fluctuantes entre húmedos y secos, con desarrollo de cuerpos de agua y exposición subaérea, respectivamente (Ahlbrandt y Fryberger 1981).

Che(f) - Canal fluvial de régimen efímero

Descripción: Este elemento arquitectural está dominado por la litofacies Sm(Ac), y en menor medida por St(Ac) y Sh(Ac) (Fig. 5a-c). Posee base neta erosiva e irregular, techo neto plano y geometría lenticular, sin gradación o localmente con gradación normal. Su potencia varía entre 0.15-1.5 m, con extensión lateral variable entre 1.8-21 m. Su relleno consiste de areniscas macizas con intraclastos pelíticos (Fig. 5b), ocasionalmente cubiertas por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa, arenisca con laminación horizontal y con estructura convoluta. Localmente, se reconocen canales con relleno de dunas eólicas.

Interpretación: Depósito asociado a corrientes acuosas unidireccionales, producto de precipitaciones inusuales (Langford y Chan 1989, Mountney y Jagger 2004) o eventos estacionales de alta descarga (Armas y Sánchez 2013). Las estructuras de alto y bajo régimen de flujo, y los rellenos macizos de arenisca sobrepuestos, sugieren regímenes fluctuantes y probablemente efímeros (North y Taylor 1996), en los que la concentración de partículas, velocidad y profundidad del flujo varían, representando distintos eventos de descarga que se acumulan por agradación vertical en canales poco profundos (Allen y Leeder 1980, Fielding 2006). Las formas canalizadas rellenas por dunas eólicas constituyen una evidencia adicional de la naturaleza efímera del transporte acuoso, proceso que ha sido reconocido en ambientes actuales y fósiles (Langford y Chan 1989, Tripaldi y Limarino 2008, Tripaldi 2012).

Chp(f) - Canal fluvial de régimen perenne

Descripción: Este elemento arquitectural se encuentra en

los afloramientos A y B en la misma posición altimétrica (equivalentes laterales), y está compuesto por la litofacies St(Ac) (Fig. 5d), y de forma subordinada Sr(Ac) y Sh(Ac) (Fig. 5e). La base es erosiva sobre el elemento Lg(h), con intraclastos dispersos en la base y potencia máxima de 2.3 m y ancho máximo de 155 m. La relación entre ancho versus potencia es de 67.4 y permite clasificarlo como un canal con geometría de manto angosto (Gibling 2006). Internamente, está compuesto por múltiples sets de estratos entrecruzados de hasta 0.55 m de potencia, que alternan con las litofacies Sr(Ac) y Sh(Ac). Puede tener estructura convoluta (Fig. 5e) y rizolitos y nódulos de hierro-manganeso. Los datos de paleoflujo indican transporte hacia el este-noreste (Fig. 2).

Interpretación: Depósito generado a partir de descargas acuosas en superficies relativamente planas o localmente irregulares (North y Taylor 1996). Los lentes de St(Ac) indican transporte en condiciones de bajo régimen de flujo, con variaciones en la profundidad de flujo deducidas por sets de diferente potencia, y alternancia con Sr(Ac) (Miall 1996). La presencia de Sh(Ac) sugiere transporte en condiciones de mayor energía durante eventos de alta descarga, o reducción de la profundidad de flujo (North y Taylor 1996). La baja dispersión de las mediciones de paleoflujo sugiere que el canal era de baja sinuosidad (Langford y Chan 1989, Rust y Gibling 1990). Se interpreta que el régimen del canal fluvial es permanente por el predominio de la litofacies St(Ac) (Allen et al. 2013). Los rizolitos evidencian el desarrollo de vegetación en sus márgenes cuando el canal presentaba menor actividad.

Ma(m) - Manto de arena

Descripción: Este elemento arquitectural está integrado por la litofacies Shm(Ae) (Fig. 5f), con litofacies Sd(Ae) hacia el techo (Fig. 5g). Presenta base y techo neto plano, y geometría tabular. Su potencia máxima es de 1.5 m y la extensión lateral de 46 m. La base consiste de un estrato macizo, o con laminación horizontal difusa, de hasta 65 cm de potencia, intensamente cementado por carbonato de calcio, y con abundantes concreciones carbonáticas de tamaño centimétrico, mientras que el techo presenta laminación horizontal o *draped lamination* que se intercala con láminas de arcilita, representado por la litofacies Sd(Ae).

Interpretación: Depósito generado a partir de un flujo de alta velocidad y baja concentración de partículas en condiciones subaéreas (Kocurek y Nielson 1986, Breed et al. 1987, Pye y Tsoar 2009). La sedimentación se produce "grano a grano" en superficies planas o semiplanas, en las que el esfuerzo de cizalla del viento es bajo como para generar ondulaciones (Hunter 1997). El nivel freático alto produce cohesión

en las partículas de arena e impide la migración de dunas eólicas (Kocurek y Nielson 1986), y por efecto de capilaridad, se produce su cementación (Kocurek 1981). Las fluctuaciones menores del nivel freático quedan reflejadas por la presencia de láminas de arcilita, depositadas por decantación de material fino en suspensión (Miall 1996). La cementación

carbonática en su base se interpreta asociada a un período de estabilización (Mountney 2006), en tanto que la formación de concreciones se relaciona a condiciones de bajo aporte sedimentario (Rodríguez-López et al. 2011). Se interpreta que el último estadio de construcción de este elemento ocurre por incremento del aporte sedimentario en suspensión en rela-

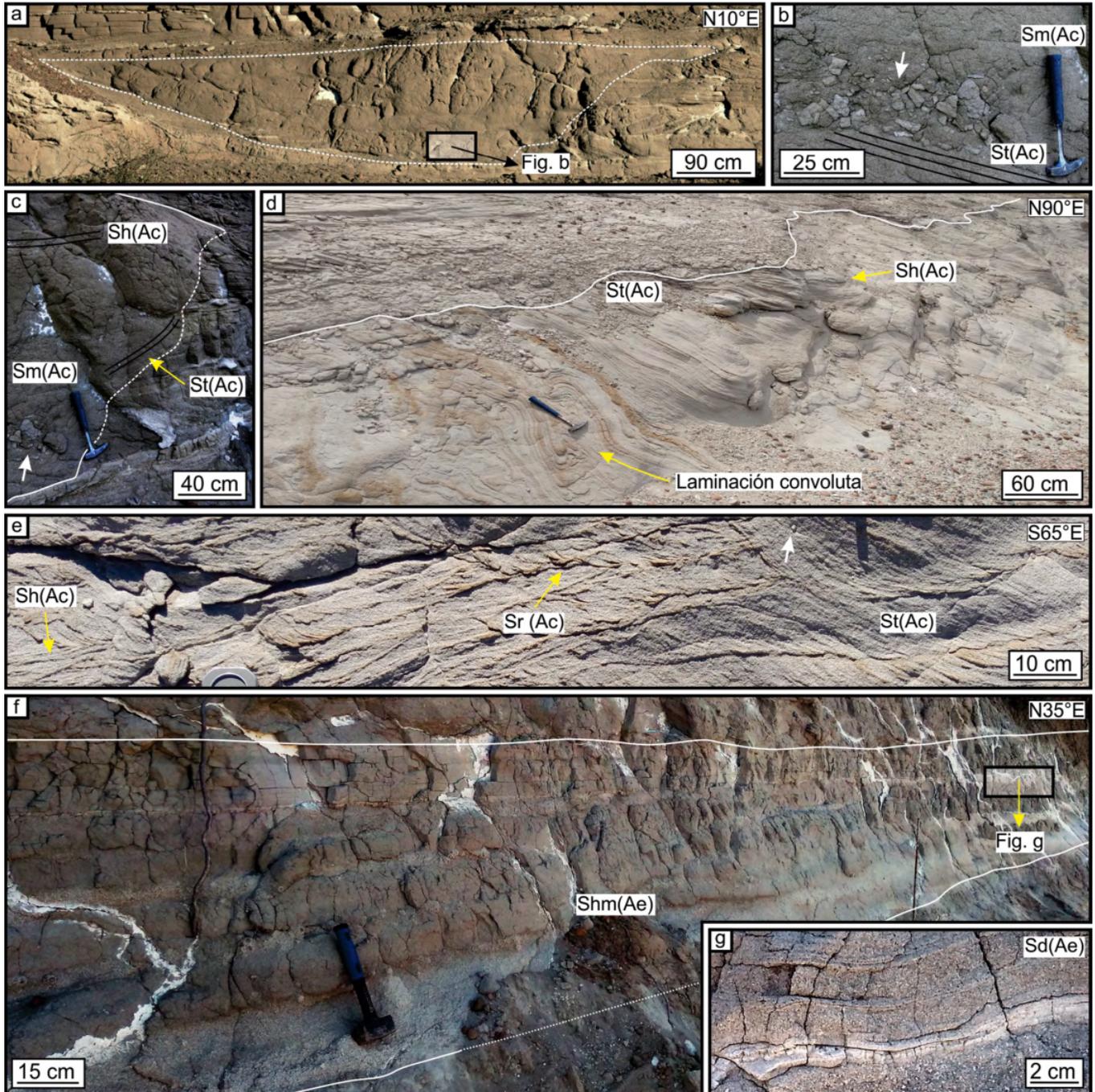


Figura 5. Canales fluviales y manto de arena: a) Canal fluvial de régimen efímero, de sección transversal asimétrica; b) Intraclastos de arcilitas angulares a subangulares (flecha blanca), preservados en la base del canal fluvial de régimen efímero; c) Margen erosional del canal efímero, cortando a dunas eólicas 3D y depósitos de interduna seca; d) Canal fluvial de régimen perenne, con desarrollo de deformación sinsedimentaria; e) Alternancia lateral y vertical de las litofacies St(Ac), Sr(Ac) y Sh(Ac) en canal fluvial de régimen perenne. La flecha blanca indica la posición de intraclastos arcillosos; f) Elemento arquitectural de manto de arena, compuesto principalmente por la litofacies Shm(Ae); g) Litofacies Sd(Ae) desarrollada en el tramo superior del manto de arena. Las láminas de arcilita alcanzan 1 cm de potencia.

ción a la carga de fondo, representada por areniscas con *draped lamination* en el techo (Reineck y Singh 1973).

SISTEMAS DEPOSITACIONALES EÓLICOS CON INTERACCIÓN FLUVIAL

Se reconocieron dos sistemas depositacionales eólicos-fluviales, definidos en base al desarrollo de sistemas eólicos húmedos o secos, abundancia de depósitos de interduna, superficies de discontinuidad, dirección de paleovientos, cambios de estilos de sedimentación y arquitectura eólica (Mountney y Thompson 2002, Mountney 2006, Bristow y Mountney 2013). Ambos sistemas depositacionales internamente contienen dos subsistemas, diferenciados en base a la arquitectura eólica, las formas depositacionales y su relación con la posición del nivel freático. Los rellenos eólicos presentan interacción con sistemas fluviales de regímenes perennes y efímeros. Todos los elementos arquitecturales que constituyen la sucesión eólica-fluvial contienen concreciones de carbonato de calcio dispuestas de forma elongada y paralela a la estratificación, y rellenando diaclasas (Figs. 2 y 4 g-h).

Sistema depositacional I

El sistema depositacional I se reconoce en los afloramientos A, B, y en el tramo inferior del afloramiento C, y presenta una potencia máxima de 25 m (Figs. 2, 6, 7 y 8). Representa la acumulación y preservación de un sistema eólico húmedo, con ascenso gradual de la posición del nivel freático (Hummel y Kocurek 1984, Kocurek y Havholm 1993, Carr-Crabaugh y Kocurek 1998). Se divide en una sección inferior y superior, en base a la abundancia y tipos de depósitos de interduna húmeda, y al tamaño y dirección de migración de las dunas eólicas.

Sección inferior del sistema depositacional I

Contiene elementos arquitecturales de dunas eólicas 3D y 2D, lagunas de interduna húmeda y canales fluviales de régimen perenne y efímero, con un espesor máximo de 15.75 m. En esta sección, las dunas eólicas predominan sobre la asociación de lagunas de interduna húmeda, cuya expansión y contracción reflejan cambios temporales en la disponibilidad de sedimentos y en la posición relativa del nivel freático (Mountney 2006). Se deduce un suministro sedimentario alto y una capa freática de posición variable y que fluctúa sobre la superficie, siendo tasa de sedimentación vertical mayor a la tasa de ascenso del nivel freático. De base a techo, la sección inferior registra incremento en el contenido de trazas fósiles, rizolitos y nódulos de hierro-manganeso, y concreciones de

carbonato de calcio. En base a datos de paleoflujo (Fig. 2) se reconoce que los canales fluviales perennes migran en dirección paralela a las dunas eólicas, y posiblemente, los canales efímeros están ubicados de forma transversal a la dirección de migración del campo de dunas, y paralelos a los corredores de interduna, ya que estos últimos representan las posiciones más bajas del sistema eólico. Los depósitos fluviales de régimen efímero se producen por precipitaciones inusuales, que inundan los corredores de interduna y desarrollan lagunas por aumento del nivel freático (Langford y Chan 1988, 1989), y pueden asociarse a variaciones estacionales de las precipitaciones (ej. Sánchez et al. 2006). La intercalación de depósitos eólicos con facies fluviales sugiere sedimentación producida por progradación fluvial dentro del sistema eólico (Tripaldi 2012).

Las dunas eólicas migran hacia el este-noreste al este (Fig. 2) y presentan superficies limitantes de diversa jerarquía, que incluyen (i) superficies de reactivación, producidas por variación y/o dirección de paleovientos; (ii) superficies de sobreimposición, originadas por migración oblicua de una duna sobre otra; y (iii) superficies de migración de interduna, generadas por migración de dunas sobre la superficie de interduna, en condiciones de alta tasa sedimentaria y reconocibles por el truncamiento de las superficies de reactivación y de superposición (Rubin 1987, Mountney 2006). En el área de estudio, las dunas eólicas corresponden a un sistema de *draa* compuesto, por el truncamiento de superficies de reactivación y sobreimposición hacia las superficies de migración de interduna (Fig. 6b-c), que evolucionan en su último tramo a un campo de dunas estabilizado de acuerdo con la abundancia de cemento carbonático, bioturbación (trazas de crustáceos indeterminados, rizolitos de hierro-manganeso y rizoconcreciones de carbonato de calcio) y baja conservación de estructuras sedimentarias (margen izquierdo superior de la Fig. 6b). Se interpreta que en el último estadio de sedimentación el nivel freático se mantuvo estable y próximo a la superficie.

Sección superior del sistema depositacional I

Esta sección tiene una potencia de 9 m (Figs. 2, 7a-b y 8a-b) y se caracteriza por el aumento en la proporción de depósitos de interduna húmeda, con presencia de lóbulos de descarga y canales fluviales de régimen efímero, con baja proporción de dunas eólicas de pequeño tamaño que migran hacia el noroeste y de manera subordinada hacia el sur-suroeste (Fig. 2). Se interpreta el aumento máximo de la posición del nivel freático, reflejado por el incremento de potencia y extensión lateral de las lagunas de interduna húmeda (Giosan et al. 2005, Mountney 2006). Hacia la parte alta de la

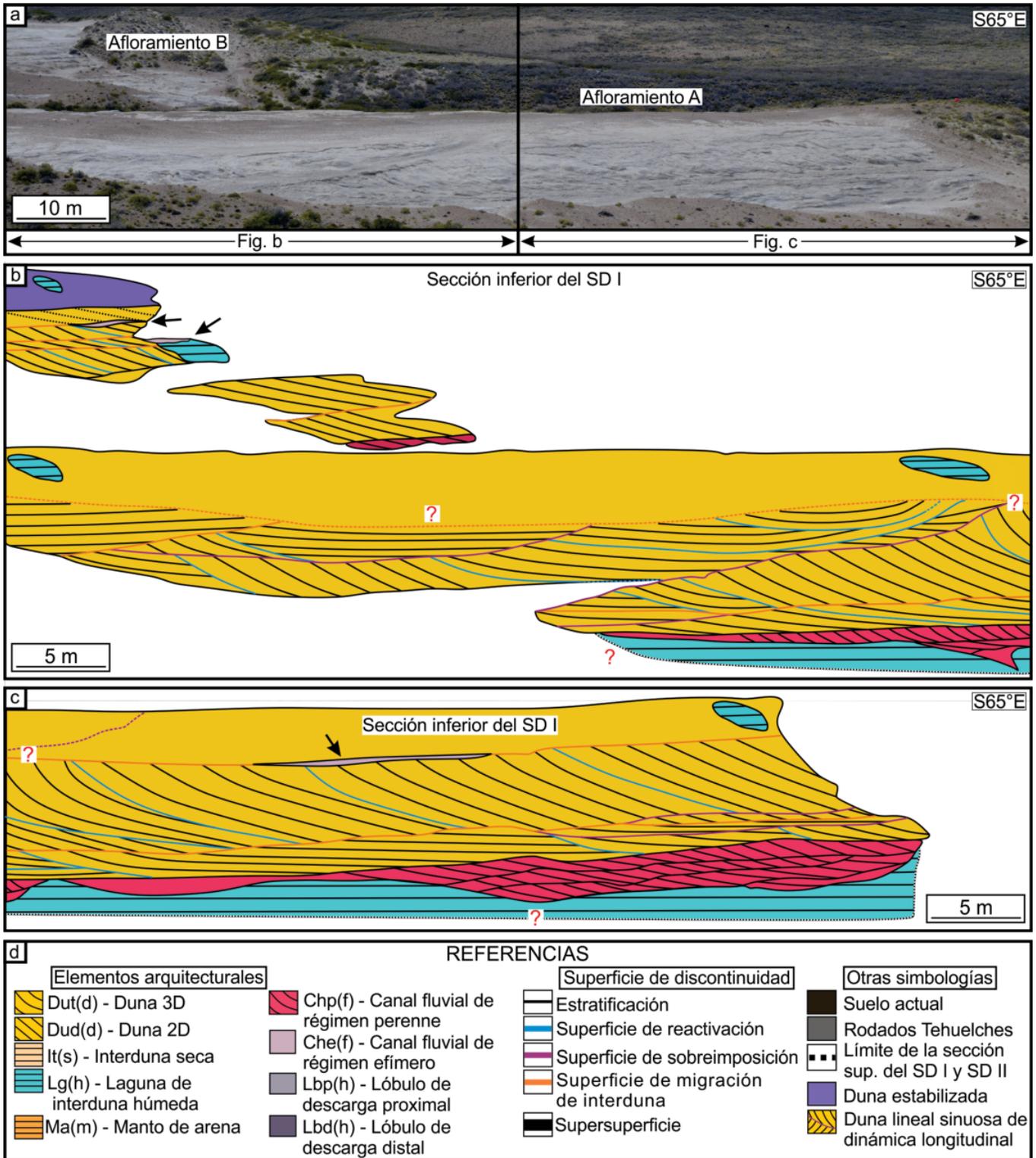


Figura 6. a) Fotografía de campo de los afloramientos A y B, incluidos en la sección inferior del sistema deposicional I; b-c) Interpretación de elementos arquitecturales y superficies de discontinuidad; d) Referencias de elementos arquitecturales, tipos de superficies de discontinuidad y simbologías empleadas en las figuras 6-9.

sección se registra una retracción del tamaño de las lagunas de interduna húmeda, producto del incremento de depósitos de lóbulos de descarga de interduna húmeda.

La escasa representación de las dunas eólicas y mayor

extensión lateral de los depósitos de interduna húmeda se vincula a períodos de inundaciones fluviales y precipitaciones elevadas en relación a la tasa de acumulación vertical de las dunas eólicas (Mountney y Thompson 2012).

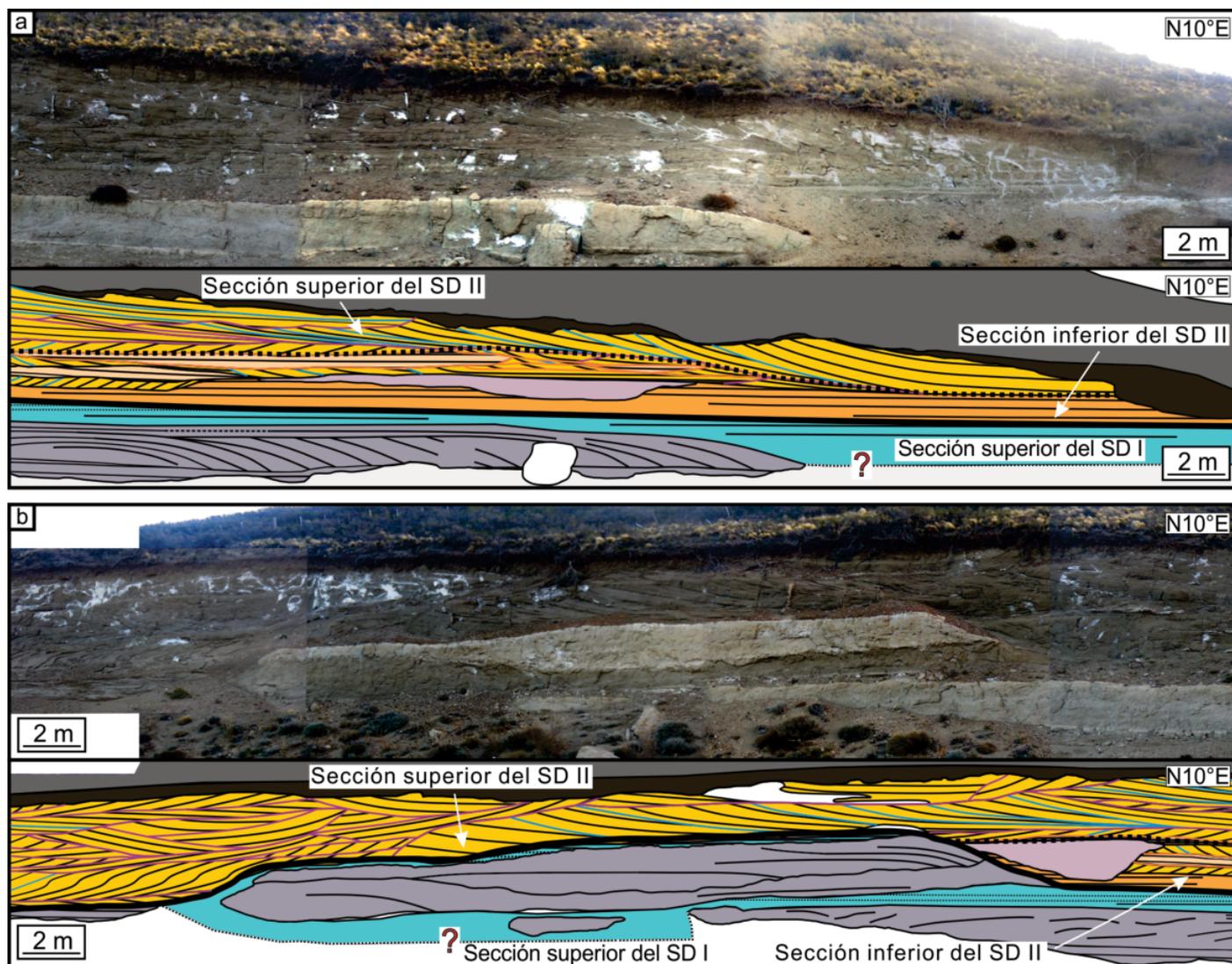


Figura 7. a) Fotomosaico (parcial) del extremo norte del afloramiento C, e interpretación de elementos arquitecturales eólicos y fluviales; b) Fotomosaico parcial del afloramiento C (continuación) y arquitectura interpretada de la sección superior del sistema deposicional I, y del sistema deposicional II. Referencias de colores y jerarquía de superficies de discontinuidad de acuerdo con la figura 6d.

El límite entre los dos sistemas deposicionales eólicos interpretados se establece donde se reconoce una disminución de la posición del nivel freático con caída de la tasa del suministro sedimentario. Se establece así una supersuperficie con morfología plana a irregular que copia la morfología de los límites de los elementos arquitecturales subyacentes (Fig. 7 y 8). Esta supersuperficie ocasiona la extinción del régimen previo por cese de la sedimentación y/o por factores alocíclicos, en la que la tasa de acumulación cambia de positivo a neutro y el sustrato actúa como una superficie de *bypass* (Kocurek 1988, Kocurek et al. 1991, Mountney 2006). Por debajo y sobre la misma se registra un cambio en el estilo de la sedimentación y arquitectura de los depósitos.

Sistema deposicional II

El sistema deposicional II presenta una potencia máxima de 9.75 m. Su base está en contacto neto plano a irregular con la sección superior del sistema deposicional I (Figs. 7-8). Se caracteriza por el desarrollo de elementos arquitecturales de manto de arena, dunas de cresta sinuosa y recta, interduna seca, y escasos canales fluviales de régimen efímero. La sedimentación eólica se produce por aumento progresivo del suministro, donde la capa freática pierde influencia relativa en relación a la tasa de sedimentación, y se encuentra por debajo de la superficie, favoreciendo el desarrollo de un sistema eólico seco (Kocurek y Havholm 1993, Mountney 2006). El sistema deposicional II se divide en dos secciones, definidas por la presencia o ausencia de depósitos de interduna

seca, y a partir de la dimensión, morfología y jerarquía de las superficies de discontinuidad de las dunas eólicas.

Sección inferior del sistema depositacional II

Esta sección contiene mantos de arena, dunas eólicas 3D y 2D, interduna seca y canales fluviales de régimen efímero. De base a techo se reconoce incremento del suministro arenoso cambiando de neutro a positivo, con descenso del nivel freático asociado, y variaciones de la arquitectura eólica.

La misma se inicia con un manto de arena (Fig. 7a-b), interpretado como el producto de un período de estabilización que controla la deflación (Mountney 2006). El nivel freático, próximo a la superficie y estable, favorece la concentración de sales, que impiden el desarrollo de actividad biológica (Mainguet y Chemin 1983, Rodríguez-López et al. 2008). La asociación de manto de arena y areniscas con ondulitas (*draped lamination*), indica condiciones agradacionales hacia el techo del depósito (Hunter 1977), con incremento del aporte sedimentario.

Por encima se preservan dunas eólicas (2D y 3D) con dirección de paleoflujo hacia el nor-noroeste y sur-sureste (Fig. 2), que se interdigitan con depósitos de interduna seca. Las dunas eólicas presentan superficies de reactivación y de migración de interduna, y a partir de la migración opuesta de los elementos arquitecturales eólicos se reconoce un sistema de *draa* compuesto. La escasa presencia de depósitos de interduna sugiere campos de dunas y *draas* con interdunas muy estrechas (Kocurek y Havholm 1993, Tripaldi 2012). En esta sección, la depositación de los elementos arquitecturales eólicos tiene lugar por incremento del aporte sedimentario y descenso del nivel freático (Mountney 2006), este último situado por debajo de la superficie. Los depósitos eólicos están localmente erosionados por canales fluviales de régimen efímero, que cortan oblicuamente a las dunas eólicas 3D y 2D. El cambio entre la sección inferior y superior del sistema depositacional II es transicional, y se establece en base al aumento de la continuidad lateral e incremento de la potencia de las dunas eólicas (3D y 2D), con ausencia de depósitos de interduna y canales fluviales.

Sección superior del sistema depositacional II

Esta sección presenta una potencia máxima de 7 m (Fig. 2, 7 y 8). Se caracteriza por la alternancia de dunas eólicas de crestas sinuosas y rectas, con paleovientos dominantes al noroeste (Fig. 2). De forma subordinada, paleovientos hacia el sur-suroeste producen avance de dunas 3D y 2D, de menor tamaño. Ambos elementos arquitecturales están limitados por superficies de reactivación y de sobreimpresión, configuran-

do un sistema de *draa* con formas sobreimpuestas (Kocurek 1981, Havholm y Kocurek 1988, Armas y Sánchez 2013, Pérez Mayoral et al. 2021). Los cuerpos en conjunto conforman dunas lineales, que se asocian a flujos helicoidales (Cooke y Warren 1973) con dirección de transporte hacia el oeste-suroeste, en respuesta a la bisectriz de las caras de sotavento opuestas a ambos lados de la cresta, representada por paleovientos del noroeste y sur-suroeste (subordinado) de las dunas sobreimpuestas. La orientación oeste-suroeste representa el eje longitudinal de la duna lineal con una variación angular dentro de los 15° (Rubin y Hunter 1985), cuya actividad sugiere fluctuación estacional en la dirección del viento (por ej. Livingstone 1989, Lancaster 1995). Internamente, las dunas superpuestas presentan estratificación entrecruzada sobre ambos flancos de la cresta con patrones agradacionales (Bristow y Mountney 2013). La falta de depósitos de interduna sugiere alta tasa de migración de las dunas en relación a la tasa de agradación (Armas y Sánchez 2013), con formas de lecho que crecen y migran rápidamente en los corredores de interduna (Herries 1993). Esta sección se desarrolla con un nivel freático ubicado por debajo de la superficie, alto aporte sedimentario, y aridización climática progresiva.

Los modelos evolutivos esquemáticos de la sucesión analizada se presentan en la figura 9.

MEDICIONES DE RAYOS GAMMA

En esta sección, se presentan los resultados de las mediciones de rayos gamma obtenidas en depósitos de la sección superior del sistema depositacional I y el sistema depositacional II en el extremo noreste del afloramiento C (Fig. 10).

La variabilidad lateral de la radioactividad natural se asoció con los datos de la arquitectura eólica-fluvial desarrollada previamente utilizando un fotomosaico (Fig. 11a), por lo que cada lectura de radioactividad se corresponde con un elemento arquitectural. Los mapas de distribución de rayos gamma total (Fig. 11b) y de potasio (Fig. 11c) presentan tendencias comparables, indicando que la contribución del potasio a la lectura de GR total es dominante. Los datos de los mapas de uranio y torio no presentan distribuciones que guarden relación con la estratigrafía identificada, por lo que no se representan.

Los depósitos que incluyen a lóbulos de descarga y lagunas de interduna húmeda, y los materiales retrabajados desde los "Rodados Tehuelches", presentan lecturas mayores que los depósitos de areniscas eólicas-fluviales. Los valores de rayos gamma total y potasio de los elementos de interduna

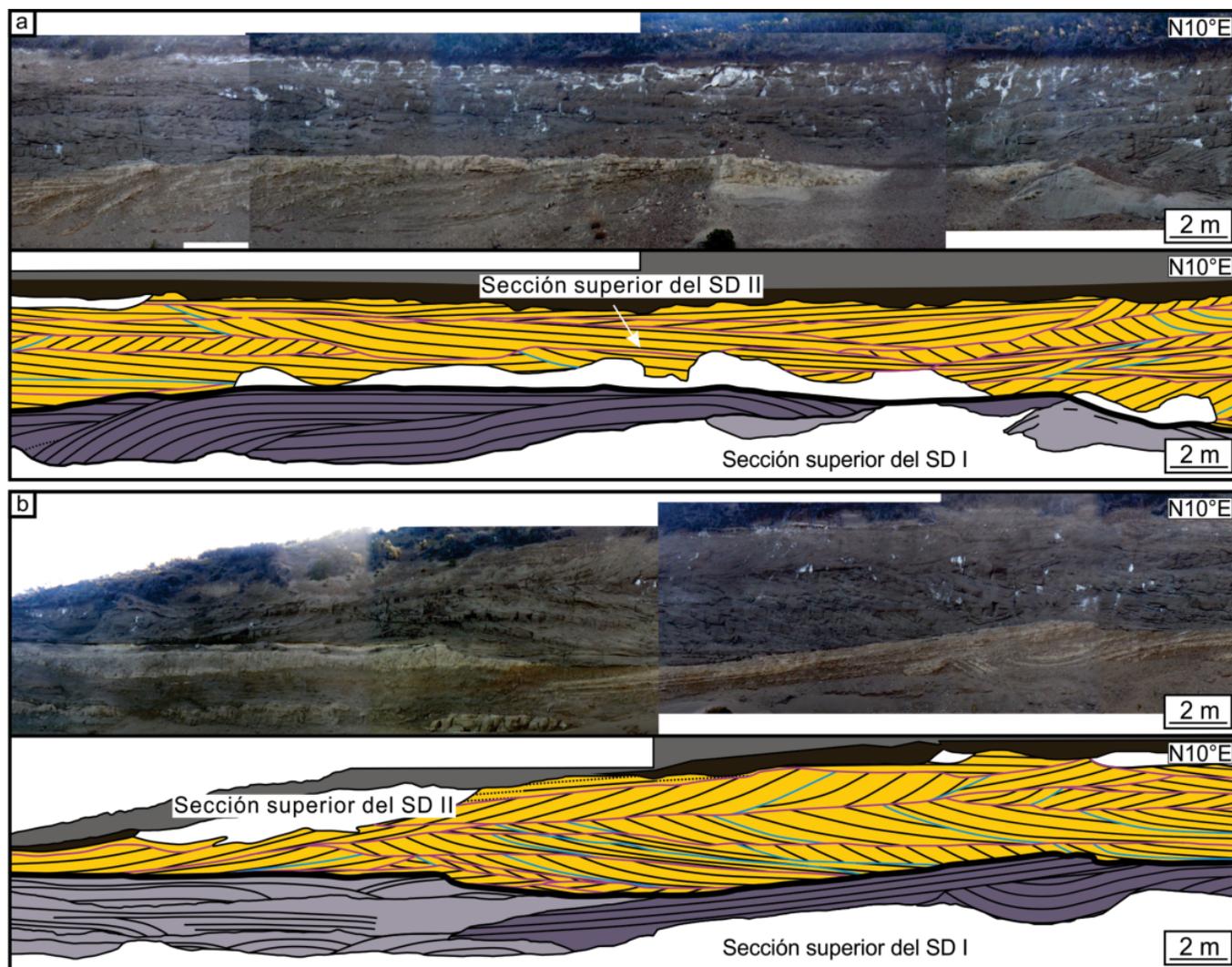


Figura 8. a) Fotomosaico (parcial) del extremo sur del afloramiento C (continuación), e interpretación de elementos arquitecturales eólicos y fluviales; b) Fotomosaico (parcial) del afloramiento C (continuación) y arquitectura interpretada de la sección superior del sistema deposicional I y sección superior del sistema deposicional II. Referencias de colores y jerarquía de superficies de discontinuidad de acuerdo con la figura 6d.

na húmeda hacia el manto de arena presentan descenso de las mediciones, las que se incrementan levemente hacia las dunas (dunas 3D y 2D, e interduna seca) y en los depósitos fluviales de régimen efímero. Finalmente, los valores más altos del registro se ubican en los depósitos retrabajados de los “Rodados Tehuelches”.

Entre los 15-25 m (distancia horizontal), los valores de rayos gamma total son mayores (Fig. 11b) por la abundancia de concreciones carbonáticas asociadas a diaclasas (Fig. 4g), por lo que su origen podría ser diagenético.

Para completar las mediciones en los elementos arquitecturales identificados en el estudio y que no están presentes en el afloramiento C, se obtuvieron mediciones complementarias de la radioactividad natural en canales fluviales perennes y lóbulos de descarga distal en los afloramientos A y B (Cuadro 2).

Genéricamente, las lagunas de interduna húmeda están

compuestas por material pelítico; los lóbulos de descarga proximal, manto de arena, interduna seca, canales fluviales de régimen efímero y dunas eólicas (3D y 2D) por areniscas; y los depósitos retrabajados desde los “Rodados Tehuelches” son gravas medianas a sábulsos, con desarrollo de suelos y vegetación actual sobreimpuesta.

Se agruparon las lecturas en base a la interpretación arquitectural previa para efectuar el cálculo de ANOVA. Como se mencionó, los depósitos fluviales efímeros resultan del retrabajo del material del campo de dunas eólicas. Se reconoció que este conjunto de depósitos presenta valores menores de radioactividad natural (753.22 ± 83.04) que los canales fluviales de régimen perenne (912.92 ± 46.37) (Fig. 12, Cuadro 2), siendo posible que el aporte de los últimos provenga de una fuente diferente situada al oeste-suroeste. Además, los canales fluviales de régimen perenne presentan mayor radioactividad (912.92 ± 46.37) que los lóbulos de descarga ($834.22 \pm$

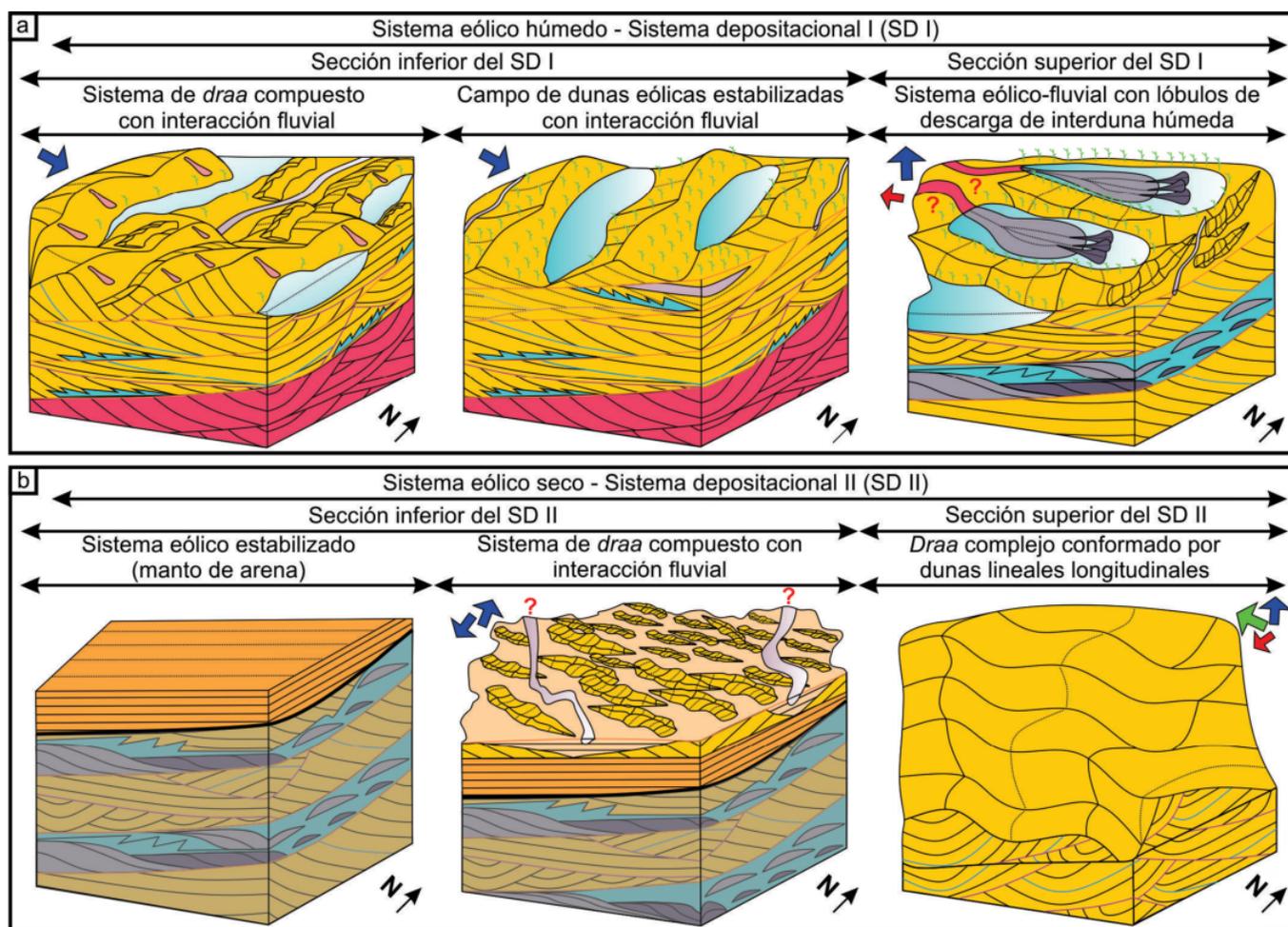


Figura 9. Relaciones espaciales y evolución temporal de los elementos arquitecturales eólicos y fluviales; a) Evolución del sistema deposicional I, con desarrollo de un sistema eólico húmedo en el cual las dunas eólicas son progresivamente inundadas; b) Evolución interpretada del sistema deposicional II, con desarrollo de un sistema eólico seco. La flecha de color azul indica paleoviento dominante, la roja el subordinado y la verde el vector resultante. Las restantes referencias de acuerdo con la figura 6d.

90.51) (Fig. 12, Cuadro 2), sugiriendo depositación diferencial y segregación mineralógica a medida que los sistemas fluviales perennes producen transferencia fluvial en los corredores de interduna, adicionalmente a la incorporación de material del sistema eólico (Šimíček et al. 2012). En términos generales, los lóbulos de descarga presentan lecturas decrecientes de radioactividad natural de base a techo, cambios atribuidos a variaciones composicionales relacionadas a la granulometría del depósito y por incorporación de material fino hacia posiciones distales.

Las lecturas de radioactividad natural de las lagunas de interduna húmeda son mayores a las del registro eólico-fluvial efímero (Fig. 12, Cuadro 2) por la posible presencia de minerales micáceos, arcillitas micáceas (probable illita), y feldspatos potásicos y sódicos en la fracción limosa y más fina (Hampson et al. 2005). Localmente, su radioactividad total podría incrementarse por el contenido de uranio que presenta

el registro carbonoso y de restos vegetales (Myers y Wignall 1987; Anderson et al. 1989).

Los depósitos de areniscas asociados a procesos subaéreos y subcúeos que cubren al manto de arena en el sistema deposicional II no presentan tendencia definida de su contenido radioactivo, lo cual se atribuye a que los canales fluviales de régimen efímero reciben aporte sedimentario de origen eólico, el que sufre retrabajo en distancias cortas y no se diferencia en su mineralogía (North y Boering 1999).

Los materiales removilizados desde los "Rodados Tehuelches" registran el mayor valor de radioactividad natural (1150.7 ± 173.9) (Fig. 12, Cuadro 2), presumiblemente por la presencia de clastos volcánicos con alto contenido de micas o feldspatos potásicos, que incrementan el valor de potasio, o por la presencia de materia orgánica derivada de los suelos actuales en la matriz que rodea a las gravas (Rider 1996, Lüning et al. 2004).

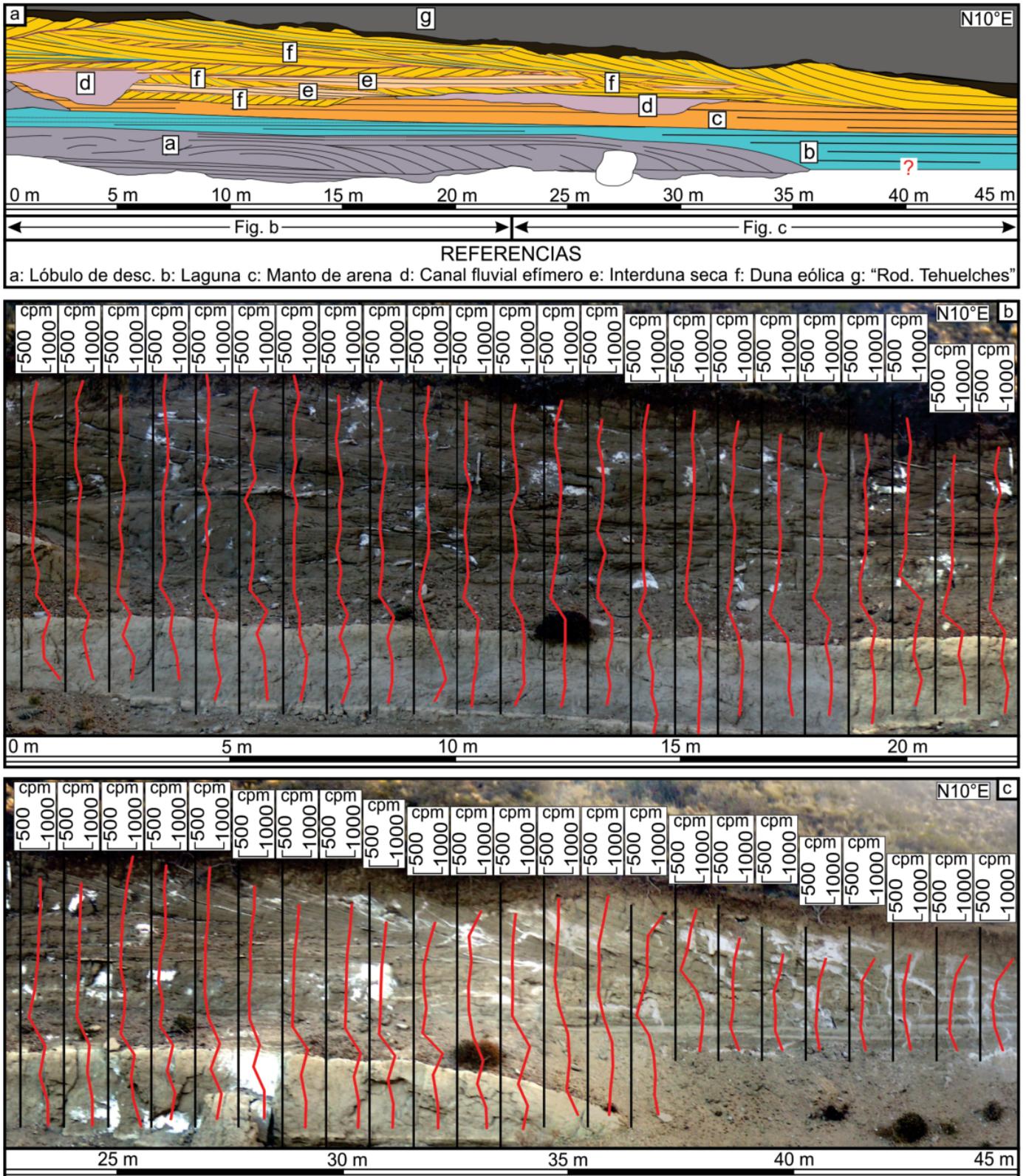


Figura 10. Perfiles de rayos gamma: a) Esquema arquitectural interpretado del extremo norte del afloramiento C; b-c) Ubicación y registro vertical de los 46 perfiles de rayos gamma total, con resolución lateral de 1 m y resolución vertical de 50 cm.

Dado que no se han empleado técnicas analíticas que permitan relacionar las lecturas obtenidas con variaciones mineralógicas o composicionales (tales como secciones delgadas, difracción de Rayos X, fluorescencia de rayos X), no se de-

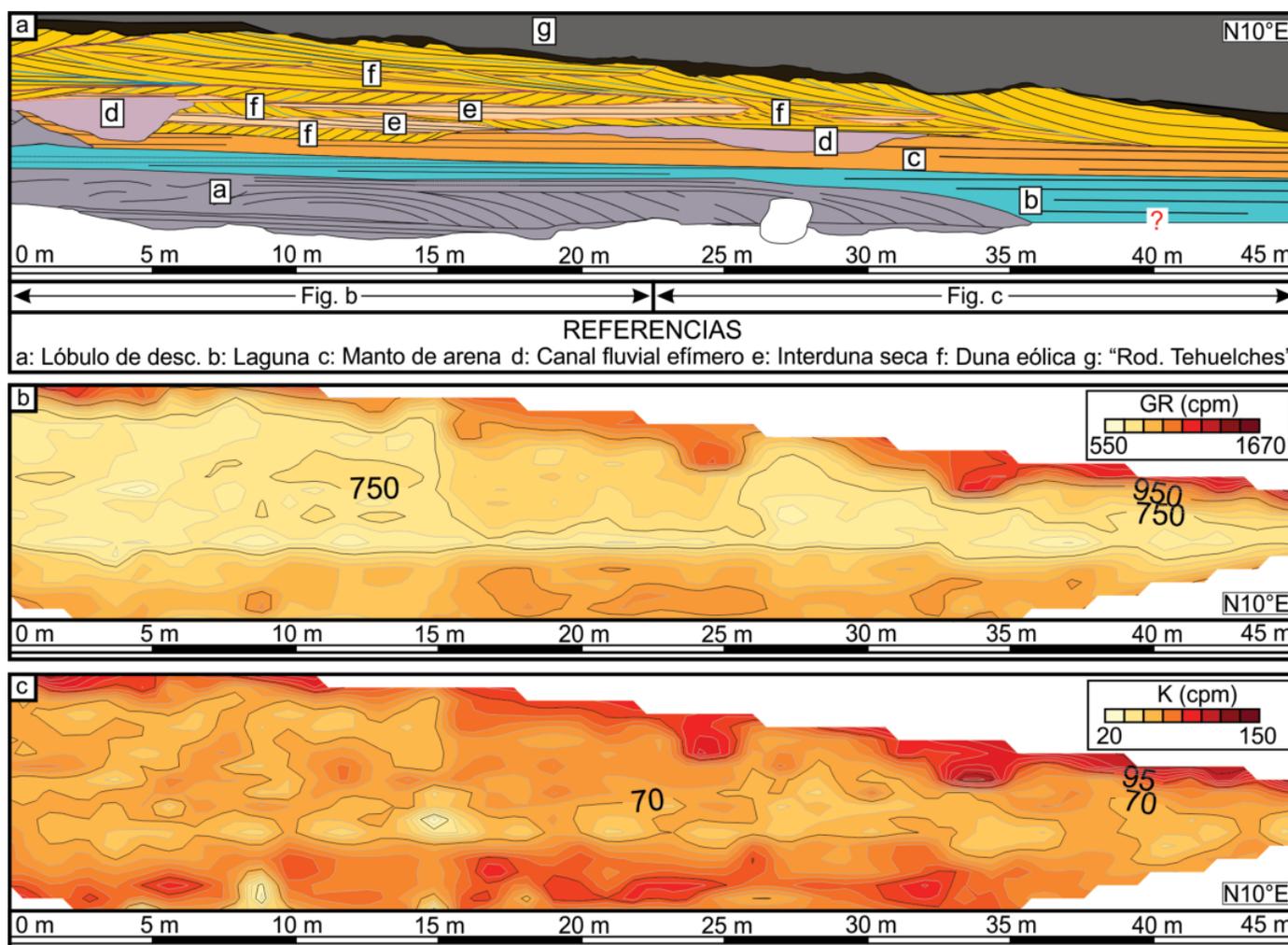


Figura 11. Variabilidad de las mediciones de contenido de radioactividad natural del extremo norte del afloramiento C: a) Arquitectura estratigráfica interpretada; b) Mapa de distribución del contenido natural de rayos gamma total; c) Mapa de distribución del contenido natural de potasio.

sarrollarán las relaciones genéticas de estas variaciones. Se destaca, sin embargo, que el contador portátil de rayos gamma permite una adecuada diferenciación de los componentes arquitecturales del sistema sedimentario utilizando ANOVA.

DISCUSIÓN

Sedimentología y arquitectura estratigráfica

Actualmente, en la cuenca del Golfo San Jorge los vientos dominantes son del oeste con frecuencia anual de 517/1000, seguidos por vientos desde el noroeste (111/1000), días calmos (93/1000) y vientos del suroeste (63/1000), y raras veces vientos del sureste (30/1000) (Montes et al. 2017). Los vientos dominantes del oeste son secantes en Patagonia, ya que la humedad se descarga en la zona cordillerana y las precipitaciones decrecen hacia el este por el efecto de sombra de lluvia (Colwyn et al. 2019, Bucher et al. 2020). Las costas patagónicas están afectadas por fuertes vientos asociados a

temporales desde el sureste y este, denominados sudestadas (Merlotto et al. 2010), los que de acuerdo con modelos de circulación atmosférica podrían estar presentes durante el Mioceno medio en la cuenca del Golfo San Jorge (Sun et al. 2008). Las sudestadas actuales ocurren dentro de un ciclo anual, siendo más frecuentes en verano que en invierno, con mayor actividad en verano, inicio de la primavera y otoño (Escobar et al. 2004). Los paleovientos registrados en dunas eólicas de la Formación Santa Cruz indican direcciones de migración variables, con transporte hacia el este-noreste en la sección inferior del sistema depositacional I, y transporte hacia el noroeste (y de forma subordinada al suroeste y sur-sureste) en la sección superior del sistema depositacional I y sistema depositacional II (Figs. 2 y 9).

Los depósitos de la sección inferior y superior del sistema depositacional I se podrían ubicar de forma adyacente y coexistir de forma sincrónica en el paleoambiente, ya que no se registran superficies de omisión estratigráfica importantes. La migración de las dunas de la sección inferior del sistema

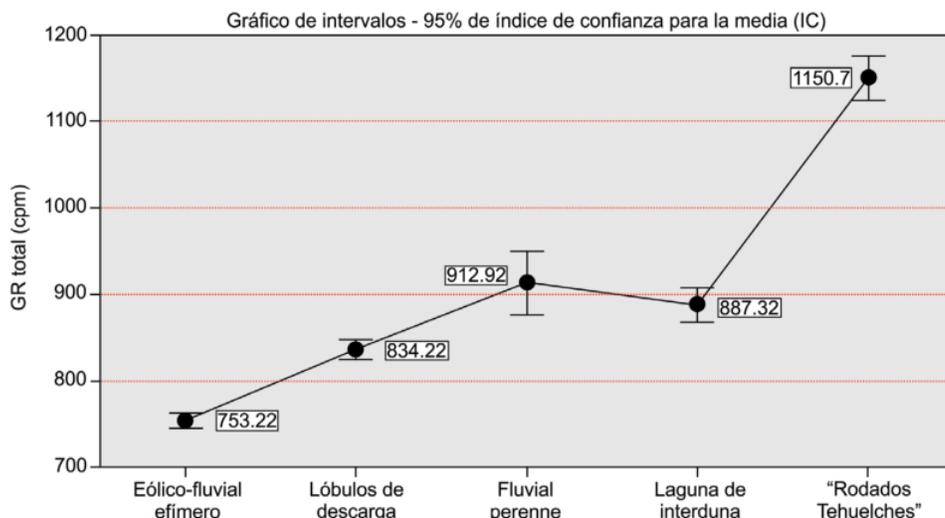


Figura 12. Intervalos de los valores del análisis de la varianza de la radioactividad natural total (rayos gamma total) diferenciados en base a la interpretación paleoambiental. Los valores numéricos presentados en los cuadros blancos indican la media.

Cuadro 2. Análisis de la varianza (ANOVA) de elementos arquitecturales, agrupaciones de asociaciones de litofacias con características compartidas y gravas retrabajadas de los "Rodados Tehuelches".

Depósitos	n	Media	Desviación estándar	IC de 95% (rango)
Eólico-fluvial efímero	483	753.22	83.04	(745.00 a 761.45)
Lóbulos de descarga	253	834.22	90.51	(822.86 a 845.59)
Fluvial perenne	24	912.92	46.37	(876.03 a 949.81)
Laguna de interduna húmeda	83	887.32	84.67	(867.48 a 907.15)
"Rodados Tehuelches" retrabajados	51	1150.7	173.9	(1125.4 a 1176.0)

depositacional I se asociaría a un intervalo de tiempo con vientos más frecuentes provenientes del oeste-suroeste. En los estratos más modernos de dicha sección se preserva un campo de dunas estabilizado por vegetación y con actividad biológica, mientras que las dunas de la sección superior del sistema depositacional I se encuentran parcialmente fijas por vegetación, y con un nivel freático en general alto por el desarrollo de lagunas de interduna húmeda. En estas condiciones, el conjunto de dunas conforma un elemento con movilidad limitada, condicionando las direcciones de migración de las dunas sobrepuestas. Las paleo-sudestadas serían responsables de la migración de dichas dunas con modificaciones locales en las que se generan zonas de circulación reversa por la interacción del flujo con rasgos geomórficos locales, que producen avance de dunas hacia el suroeste.

Separados por una supersuperficie que marca el límite entre los sistemas depositacionales I y II, se acumulan elementos de manto de arena (sección inferior del sistema depositacional II) sobre los que se superponen dunas eólicas. Las dunas eólicas de la sección inferior del sistema depositacional II mi-

gran hacia el nor-noroeste y sur-sureste, y los elementos individuales de las dunas eólicas lineales de la sección superior del sistema depositacional II migran en dirección noroeste y sur-suroeste, produciendo un avance neto hacia el oeste-suroeste, con desplazamiento lateral en dirección nor-noroeste. La variabilidad de los datos de paleoflujo (sección superior del sistema depositacional I y sistema depositacional II) sugiere cambios en la dirección de los vientos, asociados a ciclos estacionales de circulación de aire, y/o modificaciones locales en la dirección de flujo. Dado el carácter local del estudio realizado, no se pueden establecer conclusiones relacionadas a la dinámica general de circulación atmosférica en el sistema sedimentario, aunque es factible la ocurrencia de controles locales para la sedimentación eólica en un contexto climático cambiante, con la presencia ocasional de fuertes paleovientos con elevado suministro y disponibilidad de material. Un incremento de la aridez hacia el sistema depositacional II, conjuntamente con mayor actividad de vientos del sureste podría generar, al igual que lo que ocurre actualmente en la costa patagónica, la incorporación de masas de aire húmedas en la cuenca del Golfo San Jorge, favoreciendo el desarrollo de eventos extremos de precipitaciones por la formación de frentes de alta presión sobre el Golfo San Jorge, que impiden que las tormentas asociadas a los *westerlies* continúen su paso hacia el Océano Atlántico (Paredes et al. 2017, 2020). Aunque este mecanismo excede los alcances del trabajo, se reconocen dentro del sistema depositacional II elementos que indican la conformación de eventos de alta descarga dentro del sistema eólico y una variabilidad importante en la dirección de crecimiento de las dunas eólicas, que podría estar relacionada a patrones de circulación atmosférica comparables a los actuales.

Estudios de paleosuelos desarrollados en la cuenca Aus-

tral-Magallanes han reconocido dentro de la Formación Santa Cruz una variación desde condiciones climáticas subtropicales (cálido y húmeda) a climas áridos y fríos (Metzger y Lutz 2006), un patrón similar al identificado por Raigemborn et al. (2016, 2018) mediante isótopos de carbono y oxígeno en nodulos de carbonato de calcio y rizolitos en afloramientos del tramo medio de la Formación Santa Cruz con edad Mioceno inferior (~ 17.5 Ma - Burdigaliano). Los estudios revelan un incremento de la aridez de base a techo con ciclos estacionales de alta frecuencia, que varían entre períodos más templados y húmedos, a períodos más cálidos y secos. Aunque la tendencia reconocida en este estudio sigue los patrones identificados en estudios previos, el diacronismo en el desarrollo de las sucesiones eólico-fluviales de la cuenca del Golfo San Jorge respecto a las fluviales de la Cuenca Austral-Magallanes (ver Cuitiño et al. 2015) limitan la extrapolación de los resultados. Por otro lado, Bucher et al. (2020) reconocen que el levantamiento de la Cordillera de los Andes produce aridización progresiva desde condiciones húmedas (Mioceno inferior) a más secas (Mioceno medio-actualidad), a partir de análisis paleosuelos y datos geoquímicos en afloramientos situados al noroeste de Chubut, en la cuenca Paso del Sapo. Se destaca, sin embargo, que la similitud en la respuesta estratigráfica podría indicar que los mecanismos fueron re-

corrientes y asociados a la evolución de largo término del levantamiento orogénico de la Cordillera de los Andes a esta latitud, proceso que actualmente mantiene las condiciones de aridez y estacionalidad en las precipitaciones y en los patrones de circulación atmosférica asociada.

Mediciones de rayos gamma: interpretación

El análisis de la información derivada de las lecturas de rayos gamma (perfiles y mapas 2D) así como el tratamiento estadístico de las mediciones han relevado un potencial inesperado del uso de la herramienta portátil de rayos gamma. Aunque la resolución vertical y lateral de muestreo implementado ha mostrado la ausencia de patrones consistentes y un solapamiento de las lecturas de radioactividad en las sucesiones dominadas por areniscas.

Por su parte, los cálculos de análisis de la varianza de radioactividad natural demuestran que la herramienta portátil es eficiente cuando sus lecturas se procesan estadísticamente. De esta forma, se diferencian depósitos asociados a dunas eólicas-canales fluviales efímeros, lóbulos de descarga de interduna húmeda, canales fluviales perennes, lagunas de interduna húmeda y los "Rodados Tehuelches". Las lecturas de radiación en areniscas están en función de la procedencia, mecanismo depositacional, selección e historia diagenética

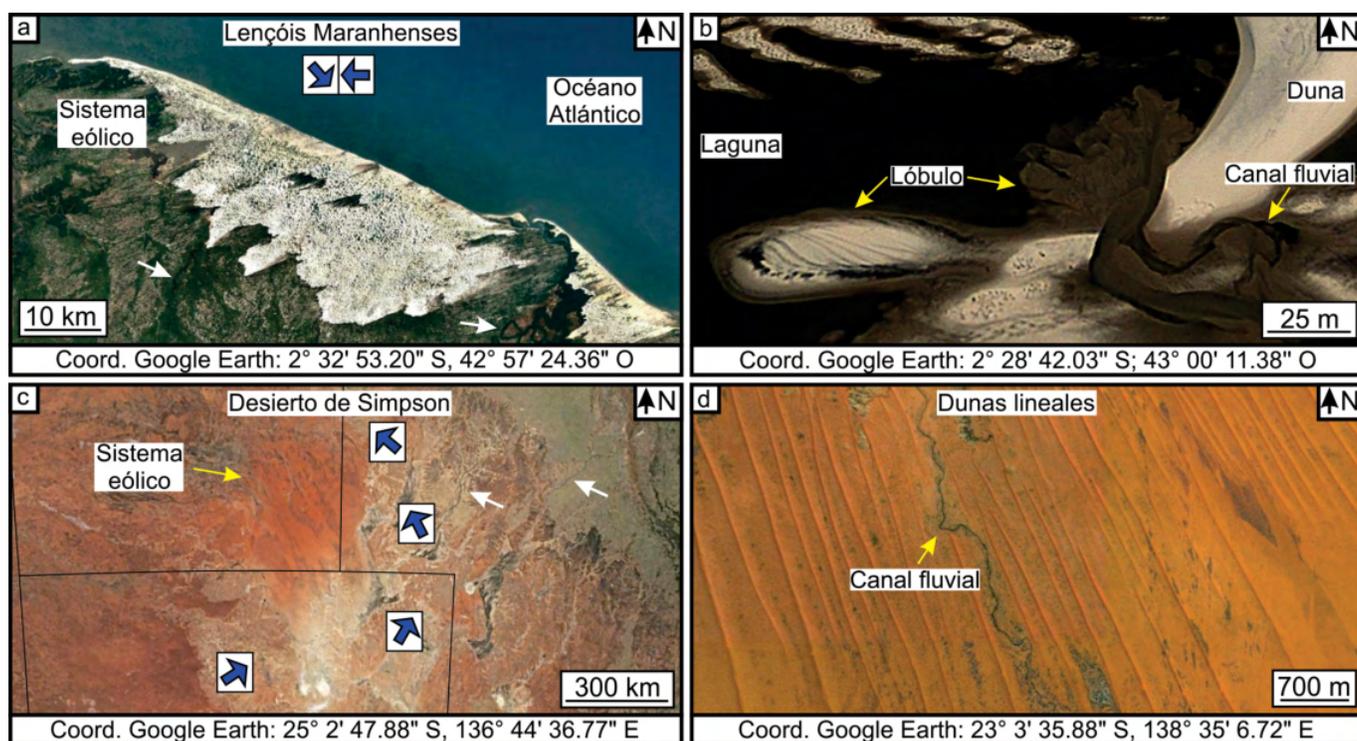


Figura 13. a) Análogos actuales de las sucesiones del sistema depositacional I en Lençóis Maranhenses (Brasil), mostrando las relaciones del campo de dunas con los sistemas de alimentación (flechas blancas); b) Relaciones laterales entre canales fluviales efímeros, lagunas y lóbulos de interduna húmeda; c) Análogos actuales del sistema depositacional II en el Desierto de Simpson, Australia. Las flechas azules indican la dirección promedio de transporte eólico; d) Dunas lineales eólicas con acreción vertical y migración lateral.

(Evans et al. 2007). Sin embargo, nuestros datos sugieren que la herramienta no permite caracterizar la arquitectura eólica en sucesiones de granulometría relativamente homogénea (en este caso areniscas eólicas), o en estudios que analicen intervalos estratigráficos en los que los cambios mineralógicos no sean obvios a la escala del afloramiento.

Análogos actuales

El sistema depositacional I presenta análogos actuales en Lençóis Maranhenses (noreste del estado de Maranhão, Brasil) (Fig. 13a). Este sitio se caracteriza por un campo de dunas activo, desarrollado en un ámbito costero y con zonas de interduna que interactúan con sistemas fluviales (Hilbert et al. 2016). El ascenso del nivel freático produce lagunas en los corredores de interduna a las que ingresan lóbulos de descarga producidos por eventos fluviales en períodos estacionales húmedos y/o luego de lluvias torrenciales (Fig. 13b). En períodos húmedos, las lagunas de interduna cubren hasta el 41 % del campo de dunas (Levin et al. 2007), en tanto que en estaciones secas el nivel freático se encuentra por debajo de la superficie (Hilbert et al. 2016). El suministro del campo eólico proviene del este, desde un sistema deltaico abastecido por el río Parnaíba; posteriormente el material ingresa al sistema eólico por vientos del este y noroeste (Hilbert et al. 2016). Aunque el nivel freático fluctúa en estaciones húmedas y secas, el sistema eólico se asocia con climas tropicales (Domínguez y Bittencourt 1994, Levin et al. 2007), con temperaturas típicas de 38-30 °C y precipitaciones anuales menores a 250 mm en sectores desérticos (Perteli et al. 2006).

El sistema depositacional II presenta ambientes actuales análogos en áreas desérticas de Australia (Fig. 13c) que se vinculan con climas cálidos y secos (ver Hollands et al. 2006, Pye y Tsoar 2009), con precipitaciones anuales de 190-285 mm y tasa media de evaporación de 3070 mm (Hollands et al. 2006), y temperatura media anual que varía de 38-22 °C en verano y 19.4-5.6 °C en invierno (Nanson et al. 1993) El registro de dunas lineales eólicas se relaciona con cambios estacionales en la dirección de los vientos en relación a una celda de alta presión ubicada en el centro del continente, la cual se modifica por la presencia de ciclones de verano, que producen vientos más intensos de dirección variable (Brookfield 1970). Los ejemplos de dunas lineales del Desierto de Simpson (Fig. 13d) presentan orientación nor-noroeste. Bristow et al. (2007) estudiaron estas dunas lineales conjuntamente con las del Desierto de Strzelecki (Australia) obteniendo evidencia de migración lateral y acreción vertical, respondiendo a eventos combinados durante el desarrollo de las dunas. El suministro sedimentario que abastece al Desierto de Simpson proviene de sistemas fluviales efímeros que transportan material

en sentido norte-sur hacia el centro del sistema eólico (Fig. 13c) desde los ríos Hay, Plenty, Hale y Todd, y de manera subordinada recibe aporte de playa-lakes, campos de dunas previos y paleomárgenes de lago Eyre (Hollands et al. 2006).

Estos ejemplos reflejan una complejidad estacional significativa en la dinámica de los sistemas eólicos y de las fuentes de provisión de materiales, así como gran variabilidad espacial en los procesos eólicos. El presente estudio, que provee un detallado escenario eólico-fluvial de carácter local, requiere de la integración de otras localidades y técnicas adicionales para ser representativo de la dinámica sedimentaria del Flanco Norte de la cuenca del Golfo San Jorge durante el Mioceno medio.

CONCLUSIONES

El estudio sedimentológico de una sucesión eólica-fluvial de 30 m de potencia perteneciente a la parte media de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio de la cuenca del Golfo San Jorge) en el Cañadón Ferrays (Chubut) ha permitido analizar las relaciones laterales y verticales de litofacies y elementos arquitecturales eólicos-fluviales utilizando perfiles sedimentológicos, técnicas de análisis arquitectural, y análisis de la distribución del contenido de radioactividad natural utilizando un dispositivo portátil. Las principales conclusiones son:

1) La sucesión analizada representa un sistema eólico con presencia subordinada de sistemas fluviales efímeros y perennes. Los depósitos permitieron identificar quince (15) litofacies epiclásticas, ocho (8) de ellas asociadas a procesos de transporte subaéreos y siete (7) a procesos subácueos. Estas litofacies se agruparon en ocho (8) elementos arquitecturales: 1) duna eólica de cresta sinuosa, 2) duna eólica de cresta recta, 3) interduna seca, 4) laguna de interduna húmeda, 5) lóbulo de descarga de interduna húmeda (proximal y distal), 6) canal fluvial de régimen efímero, 7) canal fluvial de régimen permanente, y 8) manto de arena.

2) La distribución lateral y vertical de elementos arquitecturales, superficies de discontinuidad de diferente jerarquía, y la variación inferida en la posición del nivel freático permiten interpretar y documentar la ocurrencia de dos sistemas depositacionales eólicos-fluviales.

3) El sistema depositacional I representa un sistema eólico húmedo, cuya sección inferior se interpreta como un *draa* con dunas eólicas que migran al este-noreste y con canales fluviales perennes y efímeros, y lagunas de interduna, que evoluciona a un campo de dunas estabilizadas por vegetación y con desarrollo de actividad biológica, con depósitos de lagunas de interduna húmeda y sistemas fluviales de régimen

efímero que generan inundaciones de áreas bajas del campo de dunas. La sección superior del sistema depositacional I se caracteriza por la superposición de dunas eólicas 2D y 3D de baja altura que avanzan al noroeste, con transporte subordinado al suroeste. Las dunas eólicas se ubican adyacentes a lagunas de interduna húmeda a las que arriban lóbulos de descarga alimentados por canales fluviales.

4) El sistema depositacional II representa un sistema eólico seco, con una sección inferior compuesta por mantos de arena, que evoluciona a un campo de dunas eólicas que migran al nor-noroeste y sur-sureste, limitados por corredores de interduna seca; los elementos arquitecturales eólicos son atravesados por canales fluviales de régimen efímero. La sección superior del sistema depositacional II está representada por la superposición de dunas eólicas 3D y 2D, que en conjunto conforman dunas lineales con rasgos que indican migración lateral y acreción vertical. De base a techo, en el sistema depositacional II se registra un incremento del suministro sedimentario y de la aridez.

5) La confección de perfiles de rayos gamma espectral ajustados con la arquitectura eólica-fluvial han permitido diferenciar de forma convincente a los diferentes elementos arquitecturales, aunque no permite la diferenciación entre litofacies eólicas o sistemas fluviales efímeros. Los mapas 2D de la distribución del contenido radioactivo total (rayos gamma total) y de potasio muestran una adecuada correspondencia con los elementos arquitecturales identificados, especialmente cuando existe contraste litológico. La utilización complementaria de ANOVA ha permitido la diferenciación segura de sub-ambientes, a partir de sus valores de radioactividad natural.

6) Los resultados derivados de este estudio sedimentológico han incrementado el conocimiento respecto de la organización de los sistemas eólicos-fluviales de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) en el Flanco Norte de la cuenca del Golfo San Jorge. Sin embargo, dado el carácter local del estudio, la real importancia de los factores alogénicos que condicionan la evolución del sistema eólico desde un sistema húmedo a seco (cambio climático), así como las causas de las variaciones de los paleovientos identificados requieren de estudios que incluyan otros afloramientos de la cuenca, y técnicas de análisis complementarias.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el financiamiento del Consejo Interuniversitario Nacional (CIN), que otorgó una Beca de Estímulo a las Vocaciones Científicas (ECV – CIN) al primer autor. Oporto Romero agradece la colaboración durante las campañas de

campo de Débora Iturra, Javier Casanova, Mauro Frías, Bruno Genini, Lucas Penayo, Mauro Valle, Isaac Reyes y Enzo Vaschetto. Asimismo, agradecemos a José Oscar Allard, Sabrina Olazábal y Nicolás Foix por las sugerencias brindadas durante el desarrollo de la tesis de grado del primer autor. Los autores agradecen las minuciosas y criteriosas revisiones efectuadas por los árbitros de la revista, Dr. José I. Cuitiño y Dr. Augusto N. Varela, las cuales mejoraron la versión previa.

Por último, agradecemos al Dr. Diego A. Kietzmann, editor de la revista, por su responsabilidad y compromiso.

REFERENCIAS

- Ahlbrandt, T.S. y Fryberger, S.G. 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. En: Ethridge, F.G. y Flores, R.M. (eds.), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration*. SEPM Special Publication 31: 293-314, Tulsa.
- Allen, J.P., Fielding, C.R., Rygel, M.C. y Gibling, M.R. 2013. Deconvolving signals of tectonic and climatic controls from continental basins: an example from the late Paleozoic Cumberland Basin, Atlantic Canada. *Journal of Sedimentary Research* 83: 847-872.
- Allen, J.R.L. y Leeder, M.R. 1980. Criteria for instability of upper stage plane beds. *Sedimentology* 27: 209-217.
- Alsharhan, A.S., Glennie, K., Whittle, G.L. y Kendall, C.G.St.C. 1998. *Quaternary Deserts and Climate Change*: Rotterdam, Balkema. *Proceedings of the International Conference on Quaternary Deserts and Climate Change*: 1-621.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Córdoba*, 6: 1-1028. Córdoba.
- Anderson, R.F., LeHuray, A.P., Fleisher, M.Q. y Murray, J.W. 1989. Uranium deposition in the Saanich Inlet sediments, Vancouver Island. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 2205-2213.
- Armas, P. y Sánchez M.L. 2013. Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de la Formación Allen, Grupo Malargüe, cuenca Neuquina-Río Negro, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30(1): 65-79.
- Ballance, P.F. 1984. Sheet-flow dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler formation, central California. *Sedimentary Geology* 38: 337-359.
- Belosi, E.S. 1990. Formación Chenque: Registros de la transgresión patagónica (Terciario medio) de la cuenca San Jorge. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 57-60, San Juan.
- Belosi, E.S. 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia Central durante el Terciario Medio. *Boletín de Informaciones Petroleras* 44: 50-83.
- Belosi, E.S. y Jalfin, G. 1996. Sedimentación en la planicie costera Santacruceño-Superpatagónica (Mioceno Inferior-Medio, Cuenca San Jorge). 6° Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 181-186, Bahía Blanca.

- Besly, B., Romain, H.G. y Mountney, N.P. 2018. Reconstruction of linear dunes from ancient aeolian successions using subsurface data: Permian Auk Formation, Central North Sea, UK. *Marine and Petroleum Geology* 91: 1-18.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. En: Walker R.G. y Posamentier, H. (eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84: 237-292.
- Breed, C.S., McCauley, J.F. y Davis, P.A. 1987. Sand sheets of the E Sahara and ripple blankets on Mars. En: Frostic L.E. y Reid I. (eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Blackwell Scientific Publications: 337-359, Oxford.
- Bristow, C.S. y Williamson, B.J. 1998. Spectral gamma ray logs: core to log calibration, facies analysis and correlation problems in the Southern North Sea. *Geological Society of London, Special Publications* 136(1): 1-7.
- Bristow, C. y Mountney, N.P. 2013. Aeolian stratigraphy. En: Shroder, J. (Editor in Chief), Lancaster, N., Sherman, D.J. y Baas, A.C.W. (eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press 11, Aeolian Geomorphology: 246-268, San Diego.
- Bristow, C.S., Bailey, S.D. y Lancaster, N. 2000. The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature* 406: 56-59.
- Bristow, C.S., Jones, B.G., Nanson, G.C., Hollands, C., Coleman, M. y Price, D.M. 2007. GPR surveys of vegetated linear dune stratigraphy in central Australia: Evidence for linear dune extension with vertical and lateral accretion. *Geological Society America Bulletin Special Paper* 432: 19-33.
- Brookfield, M. 1970. Dune trends and wind regime in central Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Issues* 10: 121-153.
- Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2007. Invertebrate ichnology of continental freshwater environments. En: Miller, W. (ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, 285-323, Amsterdam
- Bucher, J., Varela, A.N, D'Elia, L., Bilmes, A., López, M., García, M. y Franzese, J. 2020. Multiproxy paleosol evidence for a rain shadow effect linked to Miocene uplift of the North Patagonian Andes. *Bulletin* 132(7-8): 1603-1614.
- Bullard, J.E. y Livingstone, I. 2002. Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area* 34(1): 8-16.
- Carr-Crabaugh, M. y Kocurek, G. 1998. Continental sequence stratigraphy of a wet eolian system: a key to relative sea-level change. En: Shanley, K. y McCabe, P. (eds.), *Relative Roles of Eustacy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*. SEPM Special Publication, 59: 213-228, Tulsa.
- Chakraborty C. y Bose P.K. 1992. Ripple/dune to upper stage plane bed transition: some observations from the ancient record. *Geological Journal* 27: 349-359.
- Collinson, J.D., Mountney, N. y Thompson, D. 2006. *Sedimentary Structures*, 3º Ed., Terra Publishing: 292 p., Harpenden.
- Colwyn, D.A., Brandon, M.T., Hren, M.T., Hourigan, J., Pacini, A., Cosgrove, M.G., Midzik, M., Garreaud, R.D. y Metzger, C. 2019. Growth and steady state of the Patagonian. *American Journal of Science*: 319: 431-472.
- Cooke, R.U. y Warren, A. 1973. *Geomorphology in Deserts*. University of California Press, Berkeley: 394 p., London.
- Cuitiño, J.I., Scasso, R., Ventura Santos, R. y Mancini, L. 2015. Sr ages for the Chenque Formation in the Comodoro Rivadavia region (Golfo San Jorge basin, Argentina): stratigraphic implications. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22 (1): 3-12.
- Deynoux, M., Kocurek, G. y Proust, J.N. 1989. Late Proterozoic periglacial eolian deposits on the West African platform in the Taoudeni Basin in western Mali. *Sedimentology*, 36: 531-549.
- Domínguez, J.M.L. y Bittencourt, C.S.P. 1994. Utilização de padrões de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais (proxies). *Revista Brasileira de Geociências*, 24: 3-12.
- Elliott, T. 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications: 113-154, Oxford.
- Escobar, G., Vargas, W., y Bischoff, S. 2004. Wind Tides in the Rio de la Plata Estuary: Meteorological Conditions. *International Journal of Climatology* 24: 1159-1169.
- Evans R., Mory A.J. y Tait, A.M. 2007. An outcrop gamma ray study of the Tumblagooda Sandstone, Western Australia. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 57: 37-59.
- Feagle, J.G., Bown, T.M., Swisher, C. y Buckley, G. 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formation. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas: 129-135, Trelew.
- Feruglio, E. 1936. Sobre la presencia de Santacruciano en la Pampa del Castillo (Región del Golfo San Jorge). *Boletín de Informaciones Petroleras* 140: 59-67, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1938. Relaciones estratigráficas entre el Patagoniano y el Santacruciano en la Patagonia austral. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie*, 1, Geología 4: 128-159.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 2: 1-349, Buenos Aires.
- Fielding, C.R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190: 227-240.
- Frank, A. y Kocurek, G. 1996. Toward a model for airflow on the lee side of aeolian dunes. *Sedimentology* 43: 451-458.
- Fryberger, S.G. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. En: North, C.P. y Prosser, J.D. (eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London Special Publication 73: 167-197.
- Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research* 76: 731-770.
- Giosan, L., Donnelly, P.J., Vespremeanu, E., Howell, J. y Buonaiuto, S.F. 2005. Sedimentologic and geomorphic characteristics of ancient wave-dominated deltaic shorelines: Upper Cretaceous Blackhawk For-

- mation, Book Cliffs, Utah, USA. En: Giosan, L. y Bhattacharya, J.P. (eds.), *River Deltas: Concepts, Models, and Examples*. SEPM Special Publication 83: 393-411.
- Glennie, K.W. 1970. *Desert Sedimentary Environments*. Developments in Sedimentology:1-222, New York.
- Gould, K.M., Piper, D.J., Pe-Piper, G. y MacRae, R.A. 2014. Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs: Application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin. *Marine and Petroleum Geology* 57: 445-454.
- Hampson, G.J., Davies, W., Davies, S.J., Howell, J.A. y Adamson, K.R. 2005. Use of spectral gamma-ray data to refine subsurface fluvial stratigraphy: Late Cretaceous strata in the Book Cliffs, Utah, USA. *Journal of the Geological Society* 162(4): 603-621.
- Havholm, K. y Kocurek, G. 1988. A preliminary study of the dynamics of a modern draa, Algodones, southeastern California, USA. *Sedimentology* 35: 649-669.
- Herries, R. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta Navajo transition, northeastern Arizona, USA. En: North, C. y Prosser, D. (eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London Special Publication 73: 199-218.
- Hilbert, N.N., Guedes, C.C.F. y Giannini, P.C.F. 2016. Morphologic and sedimentologic patterns of active aeolian dune-fields on the east coast of Maranhão, northeast Brazil. *Earth Surf. Process. Landforms* 41: 87-97.
- Hollands, C.B., Nanson, G.C., Jones, B.G., Bristow, C.S., Price, D.M. y Pietsch, T.J. 2006. Aeolian-fluvial interaction: evidence for Late Quaternary channel change and wind-rift linear dune formation in the northwestern Simpson Desert, Australia. *Quaternary Science Reviews* 25(1-2): 142-162.
- Hummel, G. y Kocurek, G. 1984. Interdune areas of the back-island dune field, North Padre Island, Texas. *Sedimentary Geology* 39: 1-26.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology* 28: 753-780.
- Kocurek, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56: 193-206.
- Kocurek, G. 1996. *Desert Eolian Systems*. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 125-153, Oxford.
- Kocurek, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33: 795-816.
- Kocurek, G. y Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. En: Weimer, P. y Posamentier, H.W. (eds.), *Sicclastic Sequence Stratigraphy*. AAPG Memoir 58: 393-409, Tulsa.
- Kocurek, G. y Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46: 505-515.
- Kocurek, G. y Ewing, R.C. 2017. Trickle-Down and Trickle-Up Boundary Conditions in Eolian Dune-Field Pattern Formation. En: Budd, D.A. Hajek, E.A. y Purkis, S.J. (eds.), *Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems*. SEPM Special Publication 106: 18-39.
- Kocurek, G., Havholm, K.G., Deynoux, M. y Blakey, R.C. 1991. Amalgamated accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg, Mauritania. *Sedimentology* 38: 751-772.
- Kraus, M.J. y Hasiotis, S.T. 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn basin, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 76: 633-646.
- Kuenen, Ph.H. 1960. Experimental abrasion 4: Eolian action. *The Journal of Geology* 68: 427-449.
- Lancaster, N. 1995. *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge, :1-290, London.
- Langford, R.P. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, Modern Systems. *Sedimentology* 36: 1023-1035.
- Langford, R.P. y Chan, M.A. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1541-1549.
- Langford, R.P. y Chan, M.A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II. Ancient systems. *Sedimentology* 36: 1037-1051.
- Leeder, M.R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science, 1-529, Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 31(3): 257-281.
- Legarreta, L., Uliana, M. y Torres, M. 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. 3º Simposio del Terciario de Chile: 135-176, Concepción.
- Levin, N., Tsoar, H., Maia, L.P., Claudino-Sales, V. y Herrmann, H.J. 2007. Dune whitening and inter-dune freshwater ponds in NE Brazil. *Catena*, 70: 1-15.
- Livingstone, I. 1989. Monitoring surface change on a Namib linear dune. *Earth Surface Processes and Landforms* 14: 317-332.
- Livingstone, I. 2013. Aeolian geomorphology of the Namib Sand Sea. *Journal of Arid Environments* 93: 30-39.
- Lizzoli, S., Raigemborn, M.S. y Varela, A.N. 2021. Controls of pedogenesis in a fluvial-eolian succession of Cenomanian age in northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 577: 110549.
- Lovborg, L. 1984. The calibration of portable and airborne gamma-ray spectrometers-theory. Problems and facilities. Report Riso-M-2456. Riso National Laboratory. Denmark.
- Lüning, S., Wendt, J., Belka, Z. y Kaufmann, B. 2004. Temporal-spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW

- Africa; new field data from the Ahnet Basin (Algeria). *Sedimentary Geology* 163: 237-264.
- Mabbutt, J.A. 1977. *Desert Landforms: An Introduction to Systematic Geomorphology*. Volume Two. MIT Press, Cambridge, Ma: 1-340.
- Mainguet, M. y Chemin, M.C. 1983. Sand seas of the Sahara and Sahel: an explanation of their thickness and sand dunes type by sand budge principle. En: Brookfield, M.E. y Ahlbrandt, T.S. (eds.), *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier 38: 353-363, Amsterdam.
- Malumián, N., Ardolino, A.A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina. En: Caminos R. (ed.), *La sedimentación en la Patagonia extraandina*. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales SEGEMAR 29(18): 557-612, Buenos Aires.
- Marshall, L.G., Drake, R.E., Curtis, G.H., Butler, R.F., Flanagan, K.M y Naeser, C.W. 1986. Geochronology of type Santacrucian (middle Tertiary) land mammal age, Patagonia, Argentina. *The Journal of Geology* 94(4): 449-457.
- Marshall, L.G., Hoffstetter, R. y Pascual, R. 1983. Geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Paleovertebrata Mem. Extr.* 93: 1-9.
- Martínez, O.A. y Kutschker, A. 2011. The "Rodados Patagónicos" (Patagonian shingle Formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 336-345.
- McKee, E.D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology* 7: 1-69.
- McKee, E.D. 1979. *A Study of Global Sand Seas*, USGS Professional Paper 1052. US Geological Survey (USGS): 1-429, Reston, VA.
- Mazumder, R. 2003. Sediment transport, aqueous bedform stability and morphodynamics under unidirectional current: a brief overview. *Journal of South African Earth Sciences* 36: 1-14.
- Merlotto, A, Bértola, G.R. y Piccolo, M.C. 2010. Características del oleaje y vientos del sector costero del partido de Necochea, Buenos Aires, Argentina. *Revista Geográfica* 147: 113-131.
- Metzger, C.A. y Lutz, A.T. 2006. Paleosol record of middle Miocene climate change in southern Patagonia, Provincia de Santa Cruz, Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 9º Reunión de Sedimentología: 142, San Carlos de Bariloche.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22(4): 261-308.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposit: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag:1-582, Berlin.
- Montes, A., Rodríguez, S.S. y Domínguez, C.E. 2017. Geomorphology context and characterization of dunefields developed by the southern westerlies at drying Colhué Huapi shallow lake, Patagonia Argentina. *Aeolian Research* 28: 58-70.
- Mountney, N.P. 2006. Eolian facies models. En: Posamentier, H.W. y Walker, R.G. (eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84: 19-83.
- Mountney, N.P. y Howell, J. 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology* 47: 825-849.
- Mountney, N.P. y Thompson, D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology* 49(4): 805-833.
- Mountney, N.P. y Jagger, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 5, 713-743.
- Myers, K.J. y Wignall, P.B. 1987. Understanding Jurassic organic-rich mudrocks; new concepts using gamma-ray spectroscopy and palaeo-ecology; examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. En: Leggett, J.K. y Zuffa, G.G. (eds.), *Marine Clastic Sedimentology, Concepts and Case Studies*. Graham & Trotman: 172-189, Londres.
- Nanson, G.C., Chen, X.Y. y Price, D.M. 1995. Aeolian and fluvial evidence of changing climate and wind patterns during the past 100 ka in the western Simpson Desert, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113(1): 87-102.
- North, C.P. y Taylor, K.S. 1996. Ephemeral-fluvial deposits: Integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. *AAPG Bulletin* 80: 811-830.
- North, C.P. y Boering, M. 1999. Spectral gamma-ray logging for facies discrimination in mixed fluvial–eolian successions: a cautionary tale. *AAPG Bulletin* 83: 155-169.
- Olazábal, S.X., Tunik, M.A., Paredes, J.M. y Valle, M.N. 2017. Análisis petrográfico preliminar sobre las areniscas de la Formación Santa Cruz (Mioceno Medio) en el Flanco Norte de la cuenca del Golfo San Jorge. 20º Congreso Geológico Argentino: 99-101, San Miguel de Tucumán.
- Paredes, J.M., Ocampo, S.M., Foix, N., Olazábal, S.X., Fernández, M.A., Montes, A., Castro, I., Maza, W., Allard, J.O., Rodríguez, S.S., San Martín, C., Simeoni, A., Mendos, G., Quagliano, J.A., Turra, J.M., Maino, J., Sánchez, F. y Valle, M.N. 2017. Sistemas fluviales efímeros e inundaciones repentinas de la ciudad de Comodoro Rivadavia: causas, procesos y mitigaciones. Informe Técnico FCNyCS. UNPSJB: 1-44, Comodoro Rivadavia.
- Paredes, J.M., Ocampo, S.M., Foix, N., Olazábal, S.X., Valle, M.N. y Allard, J.O. 2020. Precipitaciones extremas e inundaciones repentinas en ambiente semiárido: impactos del evento de marzo-abril de 2017 en Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(2): 294-316.
- Parteli, E.J.R., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., Monteiro, L.H.U. y Maia, L.P. 2006. Profile measurement and simulation of a transverse dune field in the Lençóis Maranhenses. *Geomorphology* 81(1-2): 29-42.
- Patranabis-Deb, S. y Chaudhuri, A.K. 2007. A retreating fan-delta system

- in the Neoproterozoic Chattisgarh rift basin, central India: major controls on its evolution. *AAPG Bulletin* 91(6): 785-808.
- Pérez Mayoral, J.P., Argüello Scotti, A.A., Apesteguía, S. y Veiga, G.D. 2021. High-resolution analysis of an erg-margin system from the cretaceous Candeleros Formation (La Buitrera Paleontological Area, Río Negro Province, Argentina): an approach to different scales fluvial-aeolian interactions. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 28(1): 37-59.
- Pye, K. 1983. Coastal dunes. *Progress in Physical Geography* 7: 531-546.
- Pye, K. y Tsoar, H. 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer-Verlag, 1-458, Berlin Heidelberg.
- Raigemborn, M.S., Gómez Peral, L., Beilinson, E., Zapata, L., Zucol, A. y Krapovickas, V. 2016. Carbonatos pedogenéticos Miocenos y su implicancia paleoambiental a partir del uso de isótopos estables: un ejemplo de Patagonia Austral, Argentina. 7° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 15° Reunión Argentina de Sedimentología: 183, La Pampa.
- Raigemborn, M.S., Krapovickas, V. Zucol, A.F., Zapata, L., Beilinson, E., Toledo, N., Perry, J., Lizzoli, S., Martegani, L., Tineo, D.E. y Passeggi, E. 2018. Paleosols and related soil-biota of the early Miocene Santa Cruz Formation (Austral-Magallanes Basin, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 25: 117-148.
- Ramos-Guerrero, E., Cabrera, L. y Marzo, M. 1989. Sistemas lacustres paleógenos de Mallorca (Mediterráneo occidental). *Acta Geológica Hispánica* 24(3): 185-203.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. 1973. *Depositional Sedimentary Environments, with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag: 1-439, New York-Heidelberg.
- Retallack, G. 1990. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Harper Collins Academic: 1-520, Hammersmith.
- Retallack, G.J. 2001. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*, Second ed. Blackwell Science Ltd, Londo: 1-404.
- Rider, M.H. 1996. *The Geologic Interpretation of Well Logs*, (2° Ed). Gulf Publishing Company: 1-280, Houston.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P.L. y Soria, A.R. 2008. Aeolian sand sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology* 55: 1253-1292.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P.L. y Soria, A.R. 2011. Controls on marine-erg margin cycle variability: aeolian-marine interaction in the mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain. *Sedimentology* 59: 466-501.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Dam, J.V., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L. y De Boer, P. 2012. Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain); a continental perspective on Late Pliocene climate change and variability. *Sedimentology* 59: 1536-1567.
- Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L., Lancaster, N., Mountney, N.P. y Veiga, G. 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their preserved successions: current understanding and future prospects. *Sedimentology* 61: 1487-1534.
- Rubin, D.M. 1987. Cross-Bedding, Bedforms and Paleocurrents. *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology* 1: 187 p.
- Rubin, D.M. y Hunter, R.E. 1985. Why deposits of longitudinal dunes are rarely recognized in the geologic record. *Sedimentology* 32: 147-157.
- Rust, B.R. y Gibling, M.R. 1990. Braidplain evolution in the Pennsylvanian South Bar formation, Sydney Basin, Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 59-72.
- Sánchez, M.L., Gómez, M.J. y Heredia, S. 2006. Sedimentología y paleoambientes del Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior), Grupo Neuquén, en las bardas de la ciudad de Neuquén y alrededores. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 236-255.
- Sciutto, J.C., Césari, O., Escribano, V. y Pezzuchi, H.D. 2000. Hoja Geológica 4566-III, Comodoro Rivadavia, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 244: 1-52, Buenos Aires.
- Sciutto, J.C., Césari, O. y Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV, Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351: 1-76, Buenos Aires.
- Šimíček, D. y Bábek, O. 2015. Spectral gamma-ray logging of the Grès d'Annot, SE France: An outcrop analogue to geophysical facies mapping and well-log correlation of sand-rich turbidite reservoirs. *Marine and Petroleum Geology* 60: 1-17.
- Šimíček, D., Bábek, O. y Leichmann, J. 2012. Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. *Sedimentary Geology* 262: 50-64.
- Simpson, E., Eriksson K., Eriksson, P. y Bumby, A. 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.
- Stanistreet, I.G. y Stollhofen, H. 2002. Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology* 49(4): 719-736.
- Sun, D., Su, R., Bloemendal, J. y Lu, H. 2008. Grain-size and accumulation rate records from Late Cenozoic aeolian sequences in northern China: Implications for variations in the East Asian winter monsoon and westerly atmospheric circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264: 39-53.
- Sweet, M.L. y Kocurek, G. 1990. An empirical model of aeolian dune lee-face airflow. *Sedimentology* 37: 1023-1038.
- Tonkin, N.S. 2012. Deltas. En: Knaust, D. y Bromley, R.G. (eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. Elsevier Science Developments in Sedimentology 64: 507-528, Amsterdam.
- Tripaldi, A. 2012. La Formación Vallecito como ejemplo de sedimentación eólica cenozoica de las cuencas andinas del Noroeste Argentino: Paleoambientes y consideraciones estratigráficas y paleocli-

- máticas. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 64: 60-83.
- 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(1): 43-66.
- Veiga, G.D. y Spalletti, L.A. 2007. The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial–aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 11(3): 286-302.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Flint, S. 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) in central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49 (5): 1001-1019.
- Wilson, I.G. 1973. *Ergs*. *Sedimentary Geology* 10: 77-106.
- Wright, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Geological Society of America Bulletin* 88: 857-868.