



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Sedimentología de los depósitos fluvio-eólicos de la Formación Candeleros (Cretácico) en la localidad "Cañadón de las Tortugas," área paleontológica La Buitrera, provincia de Río Negro

Pérez Mayoral, Joaquín

Licenciado en Geología

Dirección: Veiga, Gonzalo Diego

Co-dirección: Argüello Scotti, Agustín

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2018

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20190828001690>



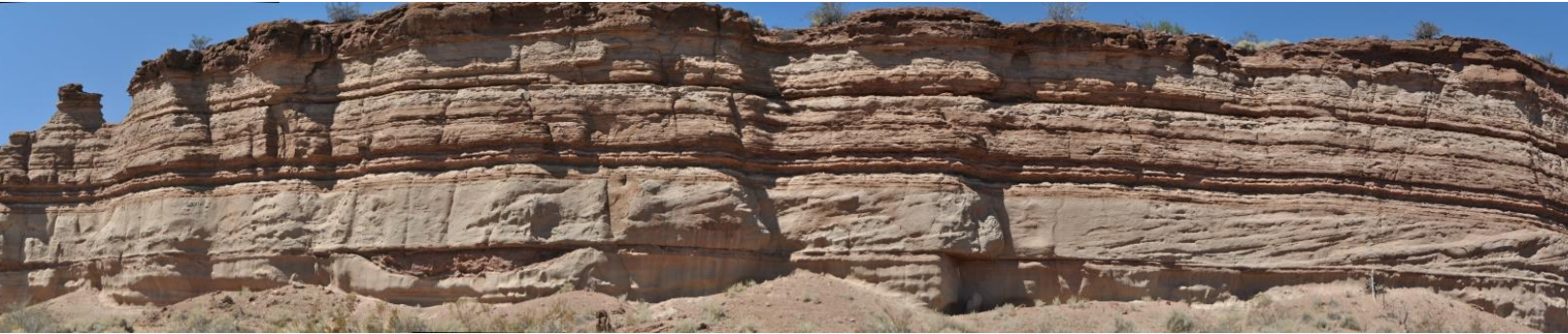
Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

**SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS FLUVIO-EÓLICOS
DE LA FORMACIÓN CANDELEROS (CRETÁCICO)
EN LA LOCALIDAD “CAÑADÓN DE LAS TORTUGAS”,
ÁREA PALEONTOLÓGICA LA BUITRERA,
PROVINCIA DE RÍO NEGRO, ARGENTINA**



**TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA
JOAQUÍN PÉREZ MAYORAL**

**Director: Dr. Gonzalo Diego Veiga
Co-director: Dr. Agustín Argüello Scotti**

**Facultad de Ciencias Naturales y Museo
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**

2018

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO**

Trabajo final de licenciatura realizado como requisito para optar al título de

LICENCIADO EN GEOLOGÍA

TÍTULO DEL TRABAJO:

“Sedimentología de los depósitos fluvio-eólicos de la Formación Candeleros (Cretácico) en la localidad “Cañadón de Las Tortugas”, Área Paleontológica La Buitrera, provincia de Río Negro, Argentina”

ALUMNO: Joaquín Pérez Mayoral

DIRECTOR: Dr. Gonzalo Diego Veiga

CO-DIRECTOR: Dr. Agustín Argüello Scotti

LUGAR DE TRABAJO: Centro de Investigaciones Geológicas; Facultad de Ciencias Naturales y Museo / Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

MIEMBRO DEL JURADO:

Dr. Daniel Gustavo Poiré

EDUCACIÓN
PÚBLICA
Y GRATUITA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

2018

AGRADECIMIENTOS

A mi mamá, quien a lo largo de toda la carrera me brindó su amor desmesurado y apoyo constante para ser la mejor versión de mí.

A Gonzalo, quien a lo largo de estos últimos tres años fue un ejemplo a seguir sin lugar a dudas, por transmitir todo su conocimiento con una impecable metodología de trabajo, por su disposición, atención y brindarme toda su ayuda siempre que lo necesité.

A Agus, el mejor co-director que podría existir, por su entrega desmedida a toda hora, su paciencia y disposición para explicar cualquier cosa por más simple que sea.

A mis hermanos, tías, tío, primos, prima y en especial a mi abuela, por su apoyo y brindarme sostén siempre que lo precisé.

A mis amigas y amigos de toda la vida, en especial a Fede, por el aguante de siempre. Después de tantos años puedo decir que nuestras amistades desinteresadas son las mejores.

A mis compañerxs y amigxs intrañables que me dio el paso por la facultad, crecimos, nos deconstruimos y evolucionamos todxs juntxs. Las cosas no hubiesen resultado tan fáciles como fueron si no hubiese sido por ustedes.

A la facultad de Ciencias Naturales y Museo y a la Universidad Nacional de La Plata con su personal, porque hoy no sería la persona y el profesional crítico que soy si no fuera por la educación pública, gratuita, laica y de calidad. Gracias.

Al Centro de Investigaciones Geológicas, por otorgarme todos los recursos necesarios para llevar a cabo mi trabajo final de licenciatura en sus cómodas instalaciones.

A Sebastián Apesteguía, todo su equipo de trabajo y la Fundación AZARA, por su calidad recibida en el campo y haber compartido una excelente campaña.

A Dave Hodgetts de la Universidad de Manchester por brindarnos el software VRGS2018 (Virtual Reality Geological Studio), el cual nos fue de mucha utilidad.

Cabe destacar que el financiamiento del viaje de campo se realizó a través del Proyecto de Investigación Científica y Tecnológica (PICT) a cargo de Sebastián Apesteguía y del convenio que existe entre YPF S.A y el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG)

A TODXS, ¡MUCHAS GRACIAS!

CONTENIDOS

RESUMEN	5
ABSTRACT	
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	7
2. ANTECEDENTES	10
2.1. LA FORMACIÓN CANDELEROS EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA NEUQUINA	10
2.2. LOS DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN CANDELEROS	12
2.3. DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN CANDELEROS ASOCIADOS AL DESIERTO DE KOKORKOM	13
2.4. BREVE REVISIÓN DEL CONOCIMIENTO SOBRE LAS RELACIONES QUE EXISTEN ENTRE PROCESOS DE ORIGEN EÓLICO Y FLUVIAL	15
3. METODOLOGÍA	18
3.1. HIPÓTESIS, ESCALA DE TRABAJO Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
3.2. ÁREA DE ESTUDIO	19
3.3. TAREAS REALIZADAS	21
4. FACIES SEDIMENTARIAS	25
5. ELEMENTOS ARQUITECTURALES	31
5.1. DEPÓSITOS DE DUNAS EÓLICAS	31
5.2. DEPÓSITOS DE INTERDUNAS HÚMEDAS	34
5.3. DEPÓSITOS DE FLUJOS NO CANALIZADOS PROXIMALES	36
5.4. DEPÓSITOS DE FLUJOS NO CANALIZADOS DISTALES	37
5.5. DEPÓSITOS DE CANALES FLUVIALES	38
6. ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO	40
6.1. ETAPA I	40
6.2. ETAPA II	44
6.3. ETAPA III	47
7. MODELO DEPOSITACIONAL	51
8. DISCUSIÓN	56
9. CONCLUSIONES	62
10. BIBLIOGRAFÍA	64
ANEXOS	69
ANEXO 1. DATOS DE PALEOCORRIENTES	69
ANEXO 2. INCLINACIONES DE SUPERFICIES RELEVANTES	70
ANEXO 3. PERFILES SEDIMENTARIOS	71

RESUMEN

La Formación Candeleros está conformada por depósitos de origen fluvial, lacustre y eólicos cuya sedimentación ocurrió en el antepaís de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Superior. En el sector del Cañadón de las Tortugas (Área Paleontológica de La Buitrera, NO de Río Negro) existen excelentes afloramientos de un intervalo de la unidad que muestra una estrecha relación entre procesos eólicos-fluviales y se destaca por su contenido fosilífero.

Como objetivo de este trabajo se propuso reconstruir los sistemas de acumulación registrados y entender las relaciones temporales-espaciales de sus procesos asociados. La metodología empleada se basó en un análisis sedimentológico clásico con la construcción de perfiles sedimentarios, la definición de asociaciones de facies y la identificación de discontinuidades de distinta jerarquía, las cuales fueron mapeadas sobre un modelo fotogramétrico del afloramiento construido a partir de información obtenida con un dron.

Las asociaciones de facies identificadas son de origen eólico y fluvial. Las primeras corresponden a depósitos de duna y depósitos de interdunas húmedas; y las segundas a depósitos de canal, flujos en manto proximales y flujos en manto distales. El intervalo estudiado está constituido por un complejo apilamiento de estas unidades que representan la contracción/expansión de un sistema de margen de erg en función de variaciones en las condiciones de humedad. Este estudio de alta resolución permitió reconstruir en detalle los procesos que operaron en el paleodesierto Kokorkom y aporta información relevante en la reconstrucción de los sistemas de acumulación en el sector sur de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Superior.

ABSTRACT

The Candeleros Formation is constituted by fluvial, aeolian and lacustrine deposits accumulated during the foreland stage of the Neuquén Basin during the Upper Cretaceous. In the “Cañadón de Las Tortugas” site (inside “La Buitrera Paleontologic Area”, in northwestern Rio Negro province) exist excellent outcrops of this geological unit that show a narrow relation between aeolian and fluvial processes and also has a relevant fossil content.

The aim of this project was to reconstruct the accumulation systems and the spatial-temporal relations of their associated processes. The methodology used was based on a classical sedimentological analysis with the construction of sedimentary sections, the definition of facies associations and the identification of the different hierarchy of discontinuities. These surfaces were mapped in a tridimensional virtual outcrop model built from information obtained with a drone to fulfill the understanding of the study area.

The different facies associations identified are related both to aeolian and fluvial genesis. The first ones comprise aeolian dune deposits and damp/wet interdune deposits, whilst the second ones are channel deposits, proximal ephemeral flow deposits and distal ephemeral flow deposits. The studied interval has a complex pile of overlapping units that represent the contraction/expansion of an erg-margin system as a result of variations of the humidity conditions. This high-resolution study allowed to reconstruct in detail the processes that operated in the Kokorkom paleodesert and also provided us relevant information for the reconstruction of the accumulation systems in the southern part of the Neuquén Basin during the Upper Cretaceous.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La interdigitación de los depósitos fluviales-eólicos en el registro geológico ha sido ampliamente reconocida (Bullard *et al.*, 2003). Estudios en ambientes modernos evidencian que los campos de dunas eólicas no están exclusivamente conformados por formas de lecho producto de la acción del viento, también se encuentran depósitos en los cuales actúan otros procesos aparte de los mencionados como interdunas, mantos de arenas, sistemas lacustres, y sistemas fluviales perennes, intermitentes o efímeros (Al-Masrahy *et al.*, 2015). Estos caracteres se evidencian claramente en los márgenes de los campos de dunas (*erg*) donde el sistema se encuentra en interacción continua con las partes aledañas (Figura 1). En el registro geológico, la preservación de los depósitos mencionados con anterioridad resulta en la intercalación de estratos de origen eólico y fluvial (Langford & Chan, 1989).

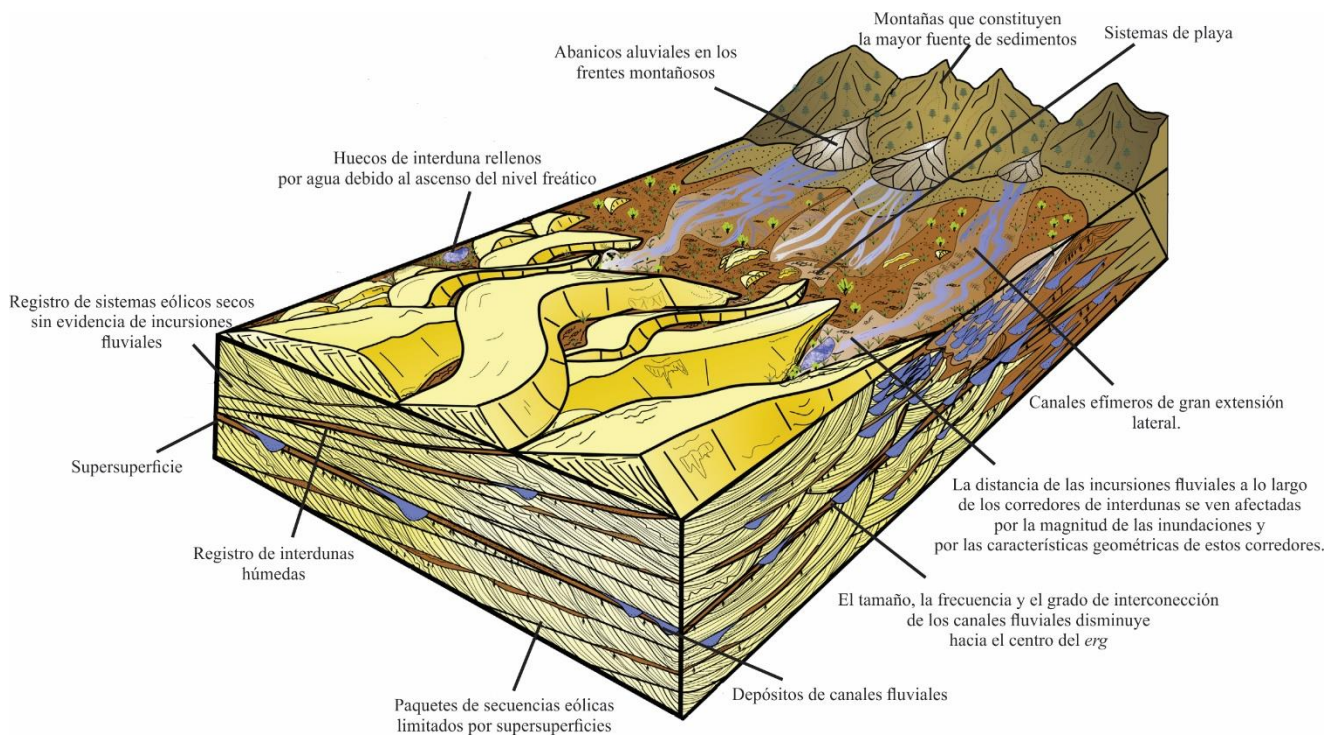


Figura 1. Modelo esquemático tridimensional que muestra las relaciones posibles entre un campo de dunas y sistemas relacionados a un origen fluvial tanto en el registro geológico como en sistemas modernos. Modificado de Al-Masrahy & Mountney (2015).

En la parte media-superior del registro geológico de la Formación Candeleros en un sector del Área paleontológica de La Buitrera se documenta un conjunto de facies preservadas producto de la interacción de procesos de origen fluvio-eólica. Esta unidad litoestratigráfica forma parte del Subgrupo Rio Limay dentro del Grupo Neuquén en la Cuenca Neuquina. Estos depósitos de la sección media y superior de la Formación Candeleros se interpretan como el resultado de la acumulación de un extenso desierto conocido como Kokorkom (Apesteguía *et al.*, 2016) resultado de la aridización del interior continental de

Gondwana. Este desierto se extendió a lo largo de un área de más de 800 km² en el sector centro oeste de las provincias de Río Negro y Neuquén que durante el Cenomaniano se habría ubicado en el sector por detrás de la comba periférica de la Cuenca Neuquina (Candia Halupczok *et al.*, 2017).

Esta unidad del Cretácico Tardío incluye depósitos continentales que contienen una rica fauna en reptiles terrestres (Howell *et al.*, 2005). Estos hallazgos paleontológicos son de relevancia mundial y han contribuido al conocimiento científico por sus relaciones filogenéticas además de por su importancia paleobiogeográfica (Calvo *et al.*, 2011). De esta manera, la diversidad del registro biológico de la Formación Candeleros y otras a lo largo del registro geológico de la Cuenca Neuquina permite asignarle a la misma importancia de carácter bioestratigráfico, paleoecológico, tafonómico y paleogeográfico.

El Cañadón de Las Tortugas, dentro del Área Paleontológica La Buitrera, se caracteriza por tener afloramientos rocosos de la unidad en cuestión de excelente calidad como así también importantes hallazgos fosilíferos (Apesteguía *et al.*, 2016). Las exposiciones rocosas permiten la realización de un análisis sedimentario de detalle y la elaboración de modelos paleoambientales que se pueden vincular directamente con la ubicación de restos fósiles de tortugas. Con anterioridad, Candia Halupczok *et al.* (2017) estudiaron la región determinando que este sector formaba parte del mencionado desierto de Korkokom (Apesteguía *et al.*, 2016). Los autores concluyeron en términos amplios que en esta localidad se observaron interacciones entre sistemas eólicos y fluviales.

La estrecha asociación de ambientes sedimentarios fluviales y eólicos en el registro geológico determina una singular combinación de cuerpos sedimentarios y facies sedimentarias (Langford & Chan., 1989). Por lo tanto, considerar a ambos sistemas depositacionales de forma independiente es un enfoque simplista a la hora de analizar una sucesión sedimentaria. La naturaleza de los depósitos resultantes de esta interacción puede ser mejor comprendida de una forma integral que contemple la influencia mutua que guardan entre sí ambos sistemas depositacionales. En depósitos antiguos la asignación de rocas sedimentarias a un origen vinculado con la interacción de procesos eólicos y fluviales puede resultar de interés debido a las implicancias paleoambientales y paleoclimáticas que el mismo refiere. Como así también por la importancia de este tipo de depósitos como potenciales rocas reservorio (Tripaldi *et al.*, 2008).

En este marco, el trabajo final de licenciatura apunta a caracterizar sedimentológicamente la unidad en este sector y ofrecer nuevas perspectivas que puedan contribuir al entendimiento de cómo actuaban los sistemas de depositación que le dieron origen y bajo qué condiciones vivían los reptiles mesozoicos hallados en la misma. Por lo tanto, como objetivo general se propone reconstruir los sistemas de acumulación presentes en la sucesión de la Formación Candeleros en la localidad del Cañadón de Las Tortugas dentro del Área Paleontológica La Buitrera, así como comprender la naturaleza de las relaciones

temporales y espaciales de los procesos fluviales y eólicos en este sector potencialmente marginal del desierto Kokorkom.

2. ANTECEDENTES

2.1. LA FORMACIÓN CANDELEROS EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina se localiza en el margen este de los andes en Argentina y Chile, entre las latitudes 32° y 40° S. cubriendo un área de más de 120.000 km² (Yrigoyen, 1991). Dentro de la misma, dos regiones son comúnmente reconocidas: los Andes Neuquinos hacia el oeste y el Engolfamiento Neuquino hacia el este y sureste. En la primera, las sucesiones sedimentarias han desarrollado una serie de pliegues orientados en dirección norte-sur producto de la deformación del Cretácico Tardío-Cenozoico. En la segunda, en cambio, gran parte del registro sedimentario es sub-superficial y está muy poco deformado (Howell *et al.*, 2005).

La cuenca limita en el noreste con el macizo de la Sierra Pintada, al sureste con el Macizo Norpatagónico y al occidente con el Arco Magmático Andino (Figura 2). Los cambios en la tectónica que experimentó este último margen condujeron a los distintos tipos de arreglos geotectónicos que dieron como resultado la alta complejidad histórica y de registro geológico que experimentó la cuenca. La evolución de la misma puede ser considerada en tres estadios principales: un primer estadio que abarca desde el Triásico tardío al Jurásico Temprano interpretado como fase de sin-rift de la cuenca; un segundo, del Jurásico Temprano al Cretácico Temprano que resultó en una fase de post-rift en un contexto de trasarco; y por último, el periodo comprendido entre el Cretácico Tardío y el Cenozoico en el cual la subducción superficial de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana, produjo compresión y subsidencia flexural en un contexto de cuenca de antepaís (Howell *et al.*, 2005).

El Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968) está constituido por una sucesión de depósitos de origen continental acumulados durante el Cretácico Superior (Figura 3A). La sedimentación del mismo se encuentra asociada al inicio de la fase de antepaís de la Cuenca Neuquina. Durante esta etapa se invierten antiguas estructuras extensionales y los efectos de este fenómeno se evidencian a través de una discordancia angular y/o erosiva que se desarrolló en el Cenomaniano (Leanza 2009; Tunik *et al.*, 2010) que define a la Fase Patagónica (Keidel 1917, 1925; Leanza 2009) y constituye la base del Grupo Neuquén. El tope del grupo, en cambio, se encuentra delimitado por la discordancia Huantraíquica (Méndez *et al.* 1987; Leanza 2009) ubicada en la escala temporal en el Campaniano Medio (Dingus *et al.*, 2009). Formalmente, el Grupo Neuquén está dividido en tres subgrupos: Subgrupo Río Limay, Subgrupo Río Neuquén y Subgrupo Río Colorado (Figura 2). El subgrupo Río Limay (De Ferrariis, 1968) es la unidad basal del Grupo Neuquén y está caracterizado por depósitos de carácter fluvial, eólico, lacustre y deltaico. Este subgrupo incluye a la unidad de interés, la Formación Candeleros y por encima, a la Formación Huincul (Figura 3B).

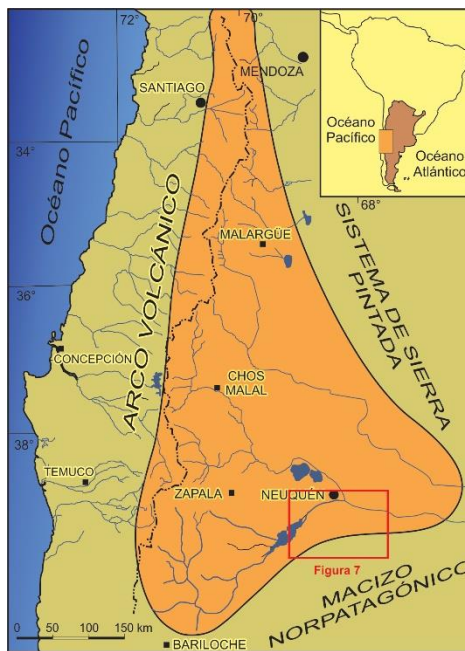


Figura 2. La Cuenca Neuquina y sus límites. En el recuadro rojo se señala la ubicación del mapa de la figura 6 donde se encuentra el área de estudio. Modificado de Howell *et al.* (2005).

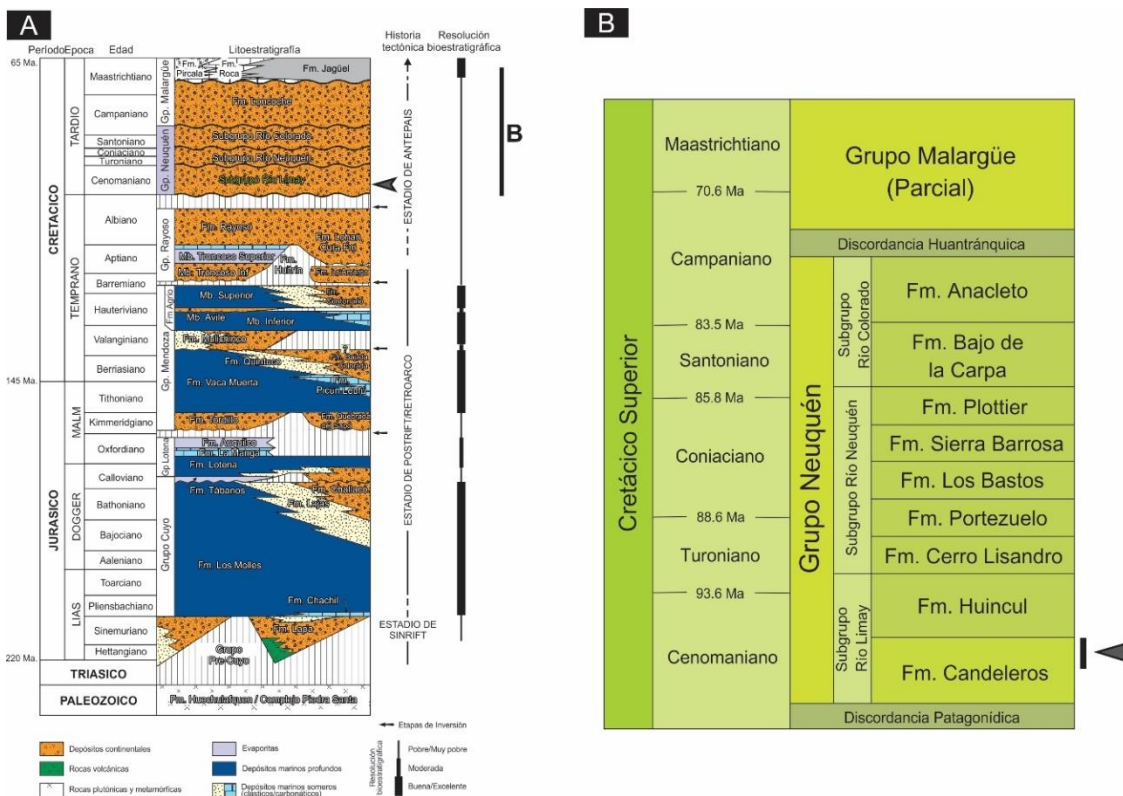


Figura 3. A) Cuadro cronostratigráfico del relleno de la Cuenca Neuquina. En color gris se señala al Grupo Neuquén y con una flecha negra se indica de forma aproximada la posición estratigráfica de la sección estudiada. Modificado de Howell *et al.* (2005). B) Estratigrafía del Grupo Neuquén con sus respectivos Subgrupos y Formaciones. Con una flecha se indica la sección estudiada, correspondiente a la parte media-superior de la Formación Candeleros. Modificado de Garrido (2011).

2.2. LOS DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN CANDELEROS

La Formación Candeleros (Cazau & Uliana, 1973) se encuentra por encima de la ya mencionada Discordancia Patagónica (Figura 3B). La misma es cubierta por la Formación Huincul a través de una discontinuidad de extensión regional de tipo neta – erosiva (Sánchez, 2004; Sánchez *et al.*, 2008; Asurmendi & Sánchez, 2014; Sánchez & Asurmendi, 2015). La localidad tipo se encuentra en el sector de Los Candeleros (S 39° 11'38" – O 69°34'58") donde aparece un grupo de pequeños cerros testigos ubicados aproximadamente a 8 km al sureste del Cerro Lotena. Los espesores máximos medidos en el área de su localidad tipo, sin base visible, son alrededor de 140 m (Candia Halupczok *et al.*, 2017), siendo el espesor total estimado del orden de los 200 m (Garrido, 2011).

A esta unidad se le asigna edad Aptiano Tardío a Cenomaniano (Orchuela *et al.*, 1984; Leanza *et al.*, 1997), corroborada por dataciones de circones (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012, 2015); o completamente Cenomaniano si se considera su depositación por encima de la Discordancia Patagónica (Límite Albiano/Cenomaniano) (*sensu* Leanza, 2009).

En términos generales, los componentes litológicos que dominan en las sucesiones que conforman esta formación son areniscas sublíticas, areniscas grauváquicas y grauvacas (Garrido, 2011). La presencia de una abundante matriz fangosa en los dos últimos tipos litológicos mencionados es un rasgo característico que permite distinguirlos fácilmente del resto de las unidades del Grupo Neuquén (Garrido, 2011). Al sur de la cuenca, se han identificado la presencia de delgados horizontes tobáceos y tufíticos de color blanquecino menores a los 5 cm de espesor. Por otro lado, la yacencia de depósitos de granulometría pefítica (ortoconglomerados polimícticos) es relativamente escasa, estando más desarrollados en el sector occidental de la cuenca.

Los depósitos que conforman a la Formación Candeleros han sido interpretados como producto de la actividad en ambientes de depositación diversos, los cuales se correlacionan con la ubicación que poseían dentro del marco paleogeográfico de la Cuenca Neuquina. El paleoambiente que predomina es de carácter fluvial, aunque se asocian depósitos de abanicos terminales, barreales y dunas eólicas (Garrido, 2011). En el sector norte de la provincia de Neuquén y sur de la provincia de Mendoza se han descripto sedimentos pertenecientes a la Formación Candeleros que se corresponden con una sucesión de depósitos de mega-abanicos terminales (Sánchez *et al.*, 2015). Por su parte, en sectores aledaños al Río Limay autores como Candia Halupczok *et al.* (2017) y Spalleti *et al.* (1989) han descripto depósitos de la Formación Candeleros como de origen eólico que formaban parte del antiguo desierto de Kokorkom (Apesteguía *et al.*, 2016).

Por último, es importante tener en consideración que la Formación Candeleros ha sido reconocida por su importante contenido fosilífero. Dentro del mismo se destaca una fauna rica en tetrápodos, incluyendo rincocéfalos y escamosos, lepidosaurios, serpientes con extremidades, cocodriliformes, dromeosáuridos y alvarezsáuridos, dinosaurios terópodos, saurópodos fragmentados, mamíferos del clado Dryolestoidea y dipnoos ceratodontiformes (Apesteguía *et al.*, 2016; Candia Halupczok *et al.*, 2017). A su vez, en las areniscas eólicas de esta formación se han estudiado huellas preservadas que también están preservadas en la localidad de estudio (Candia Halupczok *et al.*, 2017). Cabe mencionar que los yacimientos fósiles más destacados respecto al registro de dinosaurios se halla en la localidad de Villa El Chocón y zonas aledañas, incluyendo el descubrimiento en la unidad de estudio del dinosaurio carnívoro más grande del mundo, el *Giganotosaurus carolinii* (Coria & Salgado, 1995).

2.3. LOS DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN CANDELEROS ASOCIADOS AL DESIERTO KOKORKOM

En la región de estudio, en el sector oriental del Río Limay al noroeste de la provincia de Río Negro, la Formación Candeleros está representada predominantemente por depósitos de arenas finas a medias y fangolitas subordinadas. El registro de estos sedimentos de origen fluvio-eólico consiste en una repetición vertical de sets de arenas con estratos entrecruzados interdigitados con depósitos estratificados horizontalmente más finos (Figura 4). Candia Halupczok *et al.* (2017) interpretaron a estos depósitos como relacionados a sistemas fluviales efímeros que están representados por canales de poca profundidad rellenos por flujos de alta energía y baja frecuencia que lateralmente se asocian a planicies de inundación representadas por rocas de granulometría más fina.

Candia Halupczok *et al.*, (2017) han interpretado a los anteriores como depósitos de origen eólico y fluvial efímero asociados al desierto Cenomaniano Kokorkom (Apesteguía *et al.*, 2016). Este paleoerg, es decir, antiguo sistema de dunas eólicas de grandes dimensiones, cubrió un área mínima de 826 km² en el sector centro-oeste de la Cuenca Neuquina (Candia Halupczok *et al.*, 2017). Para este sector, además, se señala que el desarrollo de tales sistemas indica condiciones climáticas semi-áridas con suficiente disponibilidad de agua que habilita el retrabajo fluvial. Por lo tanto, se estableció que el registro fue constituido por dunas e interdunas migrando en la dirección del viento asociadas a flujos fluviales de carácter efímero. Consecuentemente, el sistema depositacional se caracteriza por ser eólico de carácter húmedo en el cual el nivel freático (o la franja capilar) se encontraba cerca de la superficie. Evidencias de este fenómeno, además de las rocas que constituyen el registro, son la presencia de bioturbación y procesos edáficos en las mismas (Candia Halupczok *et al.*, 2017).

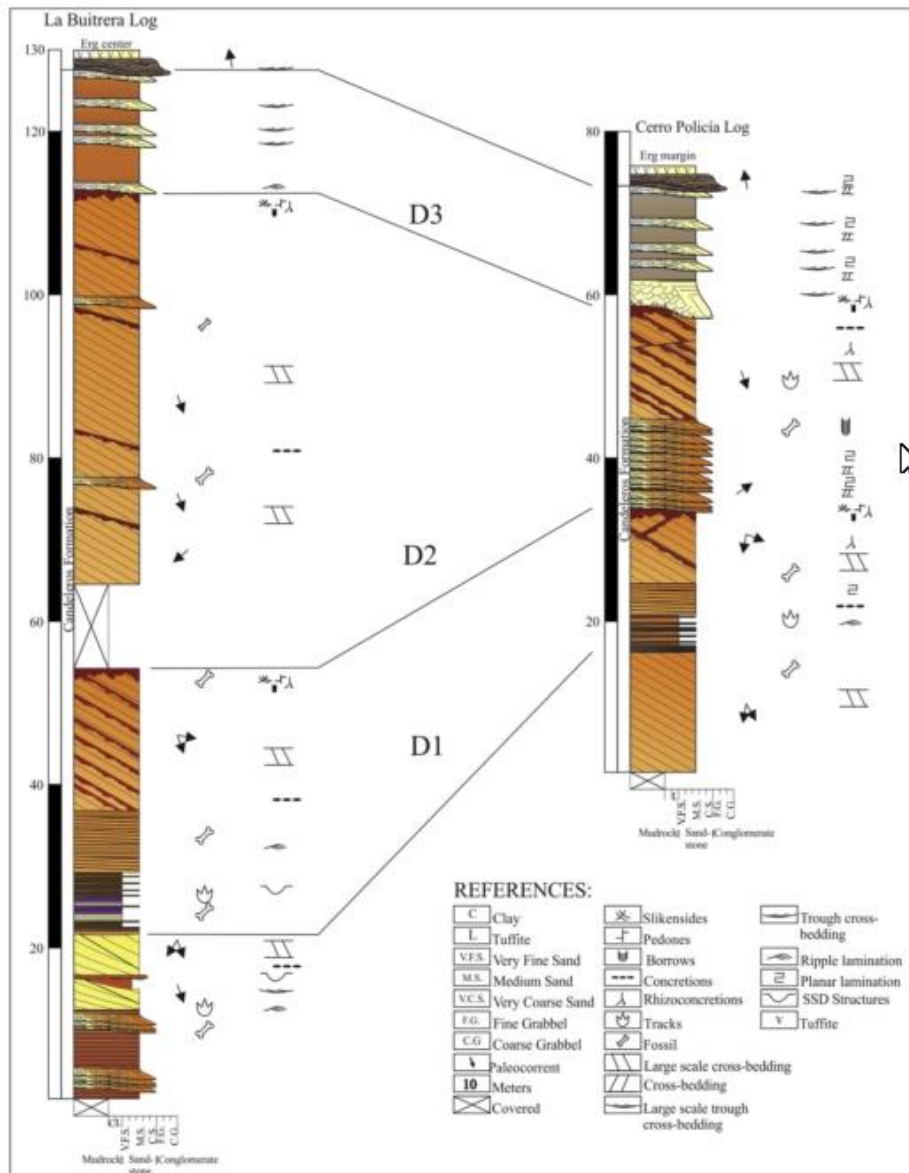


Figura 4. Perfiles sedimentarios del Área Paleontológica La Buitrera. Tomado de Candia Halupczok *et al.* (2017).

Depósitos similares en las inmediaciones del área de estudio fueron descriptos en el margen occidental del Río Limay interpretados como dunas compuestas o *draa* transversales por Spalletti *et al.* (1989). En este sector, dichos autores identificaron cuerpos entrecruzados de areniscas que fueron interpretados como depósitos de dunas transversales; intervalos de limolitas y areniscas finas masivas que se consideraron asociados a depósitos de interdunas de origen eólico; areniscas y fangolitas con estratificación plana, lineación *parting*, bioturbaciones y artesas de pequeña escala originadas por corrientes efímeras de alto régimen poco canalizadas; y, en última instancia, facies heterolíticas compuesta por interlaminaciones de pelitas y fтанita asignados a ambientes de playas.

2.4. BREVE REVISIÓN DEL CONOCIMIENTO SOBRE LAS RELACIONES QUE EXISTEN ENTRE PROCESOS DE ORIGEN EÓLICO Y FLUVIAL EN EL REGISTRO

Históricamente, los modelos sedimentológicos derivados del estudio de procesos fluviales y eólicos en los ambientes desérticos han sido vistos como mutuamente excluyentes. Sin embargo, autores como Langford (1989), Langford & Chan (1989) o Al-Masrahy & Mountney (2015) indican que en muchas regiones desérticas los sistemas eólicos y fluviales no operan independientemente. Es decir, existen interacciones entre los distintos procesos sedimentarios que tienen implicancias importantes para la geomorfología del paisaje fluvio-eólico y el registro geológico que los mismos dejan (Bullard & Livingstone 2002). La naturaleza y el alcance de la geomorfología llevan a muchos a concentrarse en geoformas particulares y/o en procesos de formación de paisaje. Este enfoque reduccionista conduce a la división de la disciplina en unidades discretas de estudio tales como sistemas fluviales, eólicos, glaciales, costeros, entre otros. No obstante, en la naturaleza los procesos formadores de paisajes raramente operan por separado existiendo una interacción considerable entre ellos (Bullard & Livingstone 2002). Por otra parte, Mountney (2006) señala que en muchos lugares ha sido muy difícil la construcción de modelos de desarrollo de paisaje en base a un sólo proceso dominante. Dicho de otra manera, explicar el objeto de estudio en base a sí sólo operan procesos fluviales o eólicos resulta complicado.

Hasta Langford (1989), las interacciones fluvio-eólicas y los efectos en la depositación que tenían las mismas no habían sido estudiados con detalle. Según Langford & Chan (1989) la interdigitación de los sistemas fluviales y eólicos en el registro geológico resulta de capas extensivas de geometría tabular de arenas eólicas separadas por superficies de inundación y depósitos de interdunas de *overbank*. A su vez, asociados a las superficies de inundación se encuentran depósitos de canales fluviales que inciden sobre las capas eólicas. Por otra parte, estos autores destacaron que las interacciones se dan a diferentes escalas (Figura 5). Por lo tanto, la identificación y entendimiento de los procesos sedimentarios es importante para interpretar de manera correcta la escala de interacción fluvio-eólica con la que se está trabajando.

Más recientemente, Al-Masrahy & Mountney (2015) realizaron un relevamiento de todos los tipos de interacciones fluviales y eólicas que existen en tiempos modernos alrededor del planeta (Figura 6). De esta manera reconocen 10 tipos de interacciones posibles determinando que el rol que tienen los sistemas fluviales en desiertos dominados por dunas eólicas es significativo. Estos autores remarcan que el análisis de estos tipos de relaciones que existen entre las partes fluviales y eólicas del sistema tiene implicancias importantes a la hora de hacer reconstrucciones paleoambientales. De todas formas, al igual que otros autores, concluyen que a razón del amplio rango espacial y temporal en los que interactúan estos procesos, la utilización de modelos comunes simplificados sobre los depósitos que constituyen el registro geológico deben ser utilizados con cuidado.

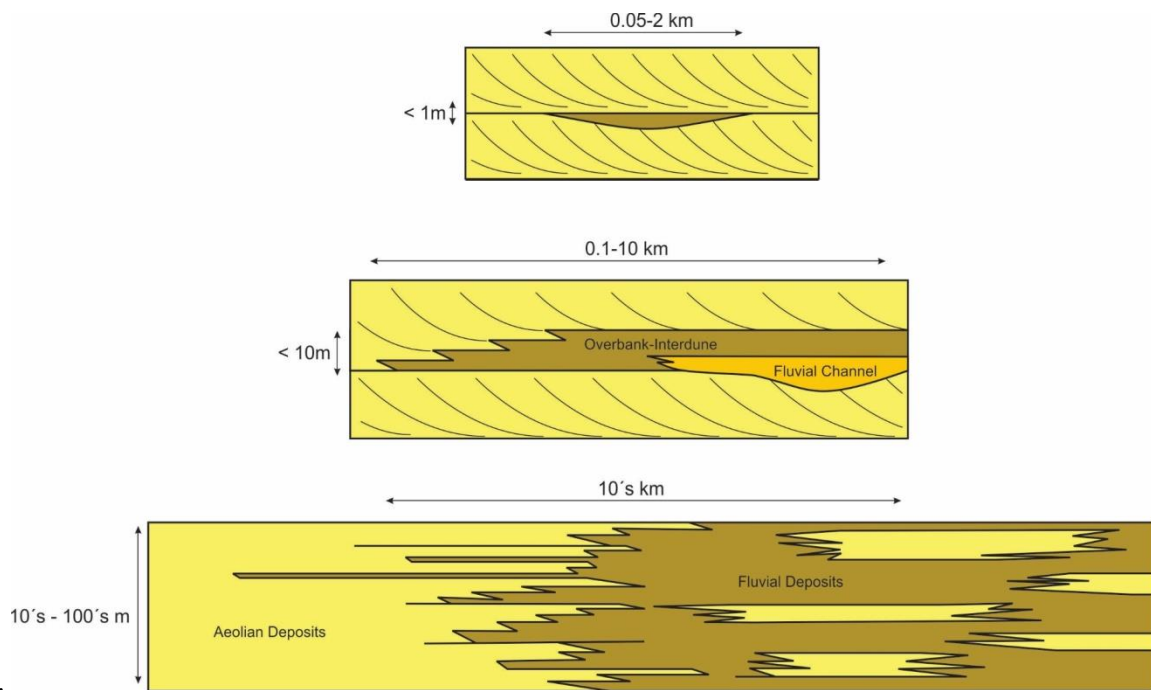


Figura 5. Modelo esquemático de interacciones fluvio-eólicas indicando la geometría y la escala de los depósitos intercalados. Referencias: Aeolian deposits: Depósitos eólicos. Fluvial deposits: Depósitos fluviales. Fluvial Channel: Canales fluviales. Overbank-Interdune: Interdunas de desborde/húmedas. Tomado de Langford & Chan (1989).

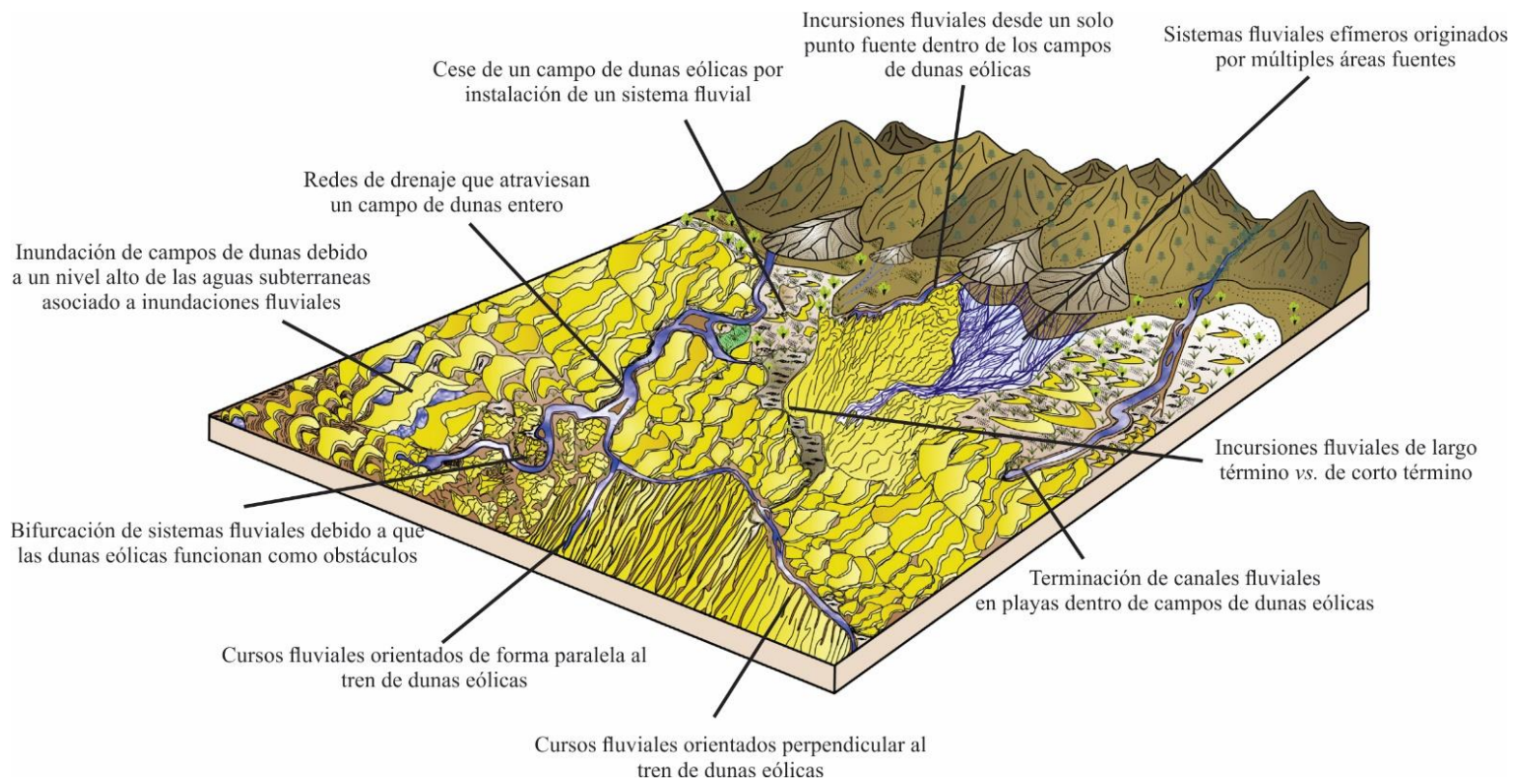


Figura 6. Modelo esquemático que resume los 10 tipos de interacciones fluvio-eólicas propuestas por Al-Masrahy & Mountney (2015).

3. METODOLOGÍA

3.1. HIPÓTESIS, ESCALA DE TRABAJO Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS

En base a lo expuesto con anterioridad y el objetivo general planteado, en el presente trabajo se establece como hipótesis inicial que: “los depósitos del intervalo de la sección media-superior de la Formación Candeleros en el Cañadón de las Tortugas del Área Paleontológica La Buitrera podrían haber sido acumulados por un sistema de acumulación complejo, dominado por procesos eólicos pero con variable participación de procesos fluviales, asociados a una posición marginal de un erg”.

Para llevar a cabo las tareas de análisis se trabajó con la metodología estipulada para el método científico y más específicamente para la sedimentología clásica y análisis de facies. Sobre una localidad específica de 0,4 km² se estudió a detalle los diferentes aspectos sedimentológicos de los afloramientos, lo cual se combinó con una metodología de modelado virtual de afloramientos que permitieron un estudio más elaborado de ciertos aspectos de la sucesión sedimentaria estudiada, como la geometría de los cuerpos sedimentarios y las relaciones existentes entre los mismos. Por lo tanto, los distintos análisis realizados sobre el área de estudio se hicieron a diferentes escalas.

Los afloramientos rocosos de la Formación Candeleros en el Cañadón de las Tortugas fueron analizados desde una escala local de cientos de metros hasta una escala de detalle de centímetros. La escala local se analizó con la herramienta de modelado virtual y en la escala de detalle fueron analizadas las distintas rocas sedimentarias que constituyen la sucesión dentro del área estudiada con la elaboración de distintos perfiles sedimentarios. Posteriormente, la combinación de ambas escalas de análisis permitió apreciar la variabilidad espacial de los depósitos reflejada en la distribución y límites de las facies. De esta manera, se pudo llegar a una interpretación más adecuada para el sector de los procesos que actuaron e interaccionaron durante la formación de la sucesión rocosa.

Los objetivos específicos que surgieron de los interrogantes de este estudio son:

- Identificar los procesos sedimentarios individuales responsables de la acumulación del intervalo de estudio en base a un análisis de facies sedimentarias.
- Entender las relaciones espaciales y temporales que existieron entre los distintos procesos sedimentarios en base a la definición de asociaciones de facies, y las relaciones laterales y verticales entre las mismas.
- Definir el o los sistemas de acumulación relacionados al intervalo de estudio, caracterizar las partes que pudieron conformarlos y las probables interrelaciones entre los mismos.
- Comprender la evolución temporal de estos sistemas a diferentes escalas.

3.2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra dentro del Área Paleontológica La Buitrera localizada al noroeste de la localidad de Cerro Policía, en el sector noroeste de la provincia de Río Negro, Argentina (Figura 7). La zona analizada en este trabajo se denomina informalmente Cañadón de Las Tortugas y abarca aproximadamente 0.4 km². A escala regional, el sector estudiado se encuentra en la Patagonia extra-andina caracterizada por un clima semi-árido desértico y una geomorfología típica de mesetas. El acceso a los afloramientos se realiza a través de caminos rurales y huellas que se conectan con la Ruta Provincial 74 de la Provincia de Río Negro, que vincula las localidades de Plottier y Cerro Policía (Figura 7).

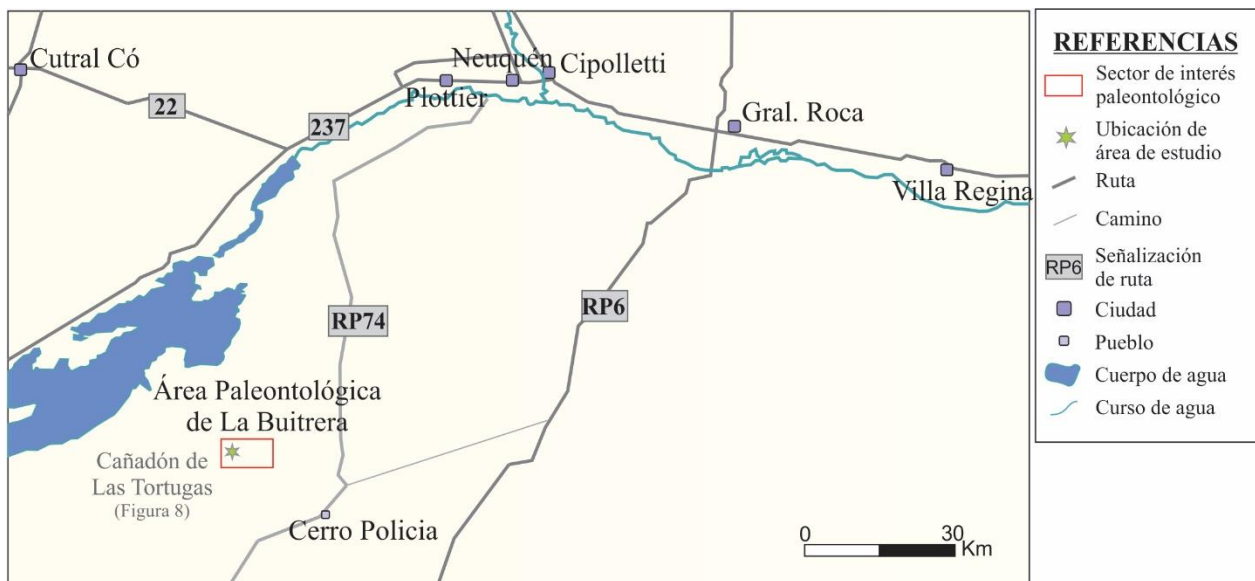


Figura 7. Mapa de ubicación del Cañadón de las Tortugas dentro del Área Paleontológica La Buitrera.

Los afloramientos presentes en el Cañadón de Las Tortugas (Figura 8) se presentan en forma de paredones y pequeños cañadones lo que garantiza una buena exposición de las rocas y sus estructuras (Figura 9). La erosión que produjeron los cursos efímeros en las temporadas de precipitaciones ha formado pequeños cañadones que posibilitan una mejor apreciación de las rocas y a su vez, garantizan el alcance a los afloramientos con mayor facilidad.

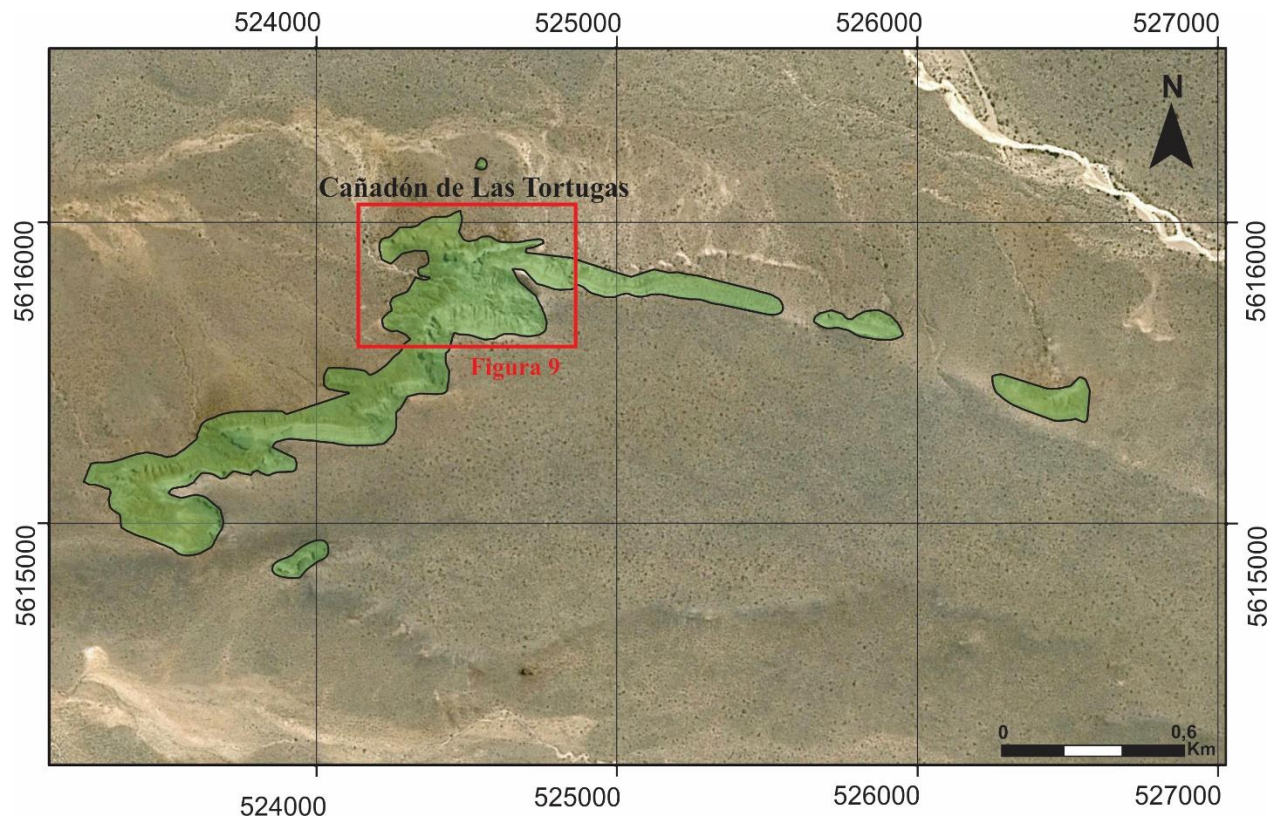


Figura 8. Mapa geológico de afloramientos de la Formación Candeleros (en color verde) con señalización en recuadro rojo del área de estudio.



Figura 9. Vista panorámica (hacia el norte) del Cañadón de las Tortugas en el Área Paleontológica La Buitrera con señalización de los lugares donde se relevaron los perfiles sedimentarios. Con línea de trazas se señala el límite inferior de la sucesión estudiada.

3.3. TAREAS REALIZADAS

Con el fin de lograr un análisis organizado se estableció un flujo de trabajo que consistió en diferentes etapas:

3.3.1. Tareas de gabinete preliminares

En primera instancia, se realizaron tareas de lectura y recopilación de información bibliográfica vinculada con la unidad de estudio. A su vez, se estudiaron modelos de facies existentes en depósitos de similares características a la unidad analizada. Esto permitió una mejor comprensión del potencial sistema de depositación en el área de estudio cuando se visualizaron y estudiaron las problemáticas en el campo. Por otro lado, esta etapa involucró el análisis de imágenes satelitales con el objeto de hacer un reconocimiento previo del sector estudiado.

3.3.2. Tareas de campo

En una segunda etapa se relevaron cuatro perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:30) a partir de la observación e identificación de características texturales, composicionales y de estructuras sedimentarias presentes en las sucesiones que constituyen los afloramientos (Anexo 3). Los perfiles se realizaron en los lugares que se consideraron adecuados para lograr la mayor representatividad del sector estudiado (Figura 9). En paralelo a la construcción de los mismos, se recopiló información bidimensional y tridimensional de los cuerpos de roca que se identificaban en la sucesión como características geométricas, dimensiones, jerarquía de las superficies limitantes, y otras características como composición litológica, orientación de las estructuras sedimentarias primarias, presencia de fósiles e icnofósiles. En este caso, las herramientas utilizadas para la medición de espesores fueron báculo de Jacob y cinta métrica, y para la medición de paleocorrientes una brújula tipo Brunton.

Por otra parte, se utilizó un dron para adquirir material fotográfico de los afloramientos permitiendo el estudio de la geometría de los cuerpos de roca a una escala local de cientos de metros. La secuencia de fotografías se realizó de tal forma que luego permitiera la confección de modelos virtuales de afloramientos a partir de técnicas fotogramétricas, a fin de realizar una caracterización cuantificada de dicha geometría. La forma en la que el dron se colocó para tomar las fotografías fue desde distintos ángulos y distancias para lograr una mejor resolución y detalle del sector estudiado y sus sectores aledaños.

3.3.3. Tareas de gabinete

Una vez recopilada toda la información necesaria de los afloramientos se continuó con el procesamiento y análisis de la misma como parte de tareas de gabinete. Para ello se elaboraron secciones columnares a partir de los perfiles sedimentarios obtenidos durante las actividades de campo. Por otra parte, con imágenes bases extraídas de Google Earth© se llevaron a cabo distintos mapas. En uno de ellos se realizó la identificación de rutas y caminos para llegar al afloramiento, cuerpos de agua y diferentes ciudades en los alrededores (Figura 7). A su vez, en otra imagen satelital de más detalle, se mapearon los afloramientos de la unidad en el sector estudiado y sectores aledaños (Figura 8).

Se continuó con el análisis de facies y arquitectural de la sucesión estudiada. En primera instancia, se definieron facies observacionales seleccionando un código apropiado para su denominación, descripción e interpretación dinámica elemental. Luego, se procedió con el estudio de la forma en que las facies se asociaban tanto vertical como lateralmente. Al mismo tiempo, se fueron identificando diferentes elementos arquitecturales de los cuales se describieron las características principales como geometría, dimensiones, extensiones y facies constituyentes. De esta forma, se conformaron asociaciones de facies de origen eólico y fluvial. El objetivo de identificar las asociaciones de facies es reconocer como se manifiestan los cuerpos sedimentarios asociados a mismos procesos en el registro y distinguir superficies limitantes que ayuden a comprender el sistema depositacional.

Por otro lado, como se mencionó con anterioridad, se construyeron modelos virtuales de afloramiento como complemento de las observaciones directas para el análisis arquitectural cuantitativo de los depósitos (Figura 10A-B). Los modelos se elaboraron con el software Visual SFM mediante la comparación de iguales puntos en distintas fotografías, reconstrucción geométrica posterior y generación de una nube densa en última instancia. Una vez obtenidos los modelos fotogramétricos se procedió con la importación de las nubes de puntos al software VRGS2018 (Virtual Reality Geological Studio) para su análisis geométrico desde el punto de vista geológico. En dicho software se identificaron y mapearon las superficies que resultaron de interés (Figura 10D-E), se midieron las dimensiones de los depósitos tanto en la horizontal como en la vertical, se corroboraron los espesores tomados en los perfiles sedimentarios, se observaron las interrelaciones existentes entre los distintos cuerpos sedimentarios desde una óptica más abarcativa e integral; y se midieron paleocorrientes en los elementos arquitecturales en los que fuera posible (Figura 10C). La distinción de cómo se relacionan entre sí y de qué manera se expresan en el espacio los cuerpos sedimentarios, como también las discontinuidades que los ponen en contacto, permitió arribar a ideas más elaboradas de sí los sistemas depositacionales que conformaron las asociaciones eran sincrónicos en el tiempo o no.

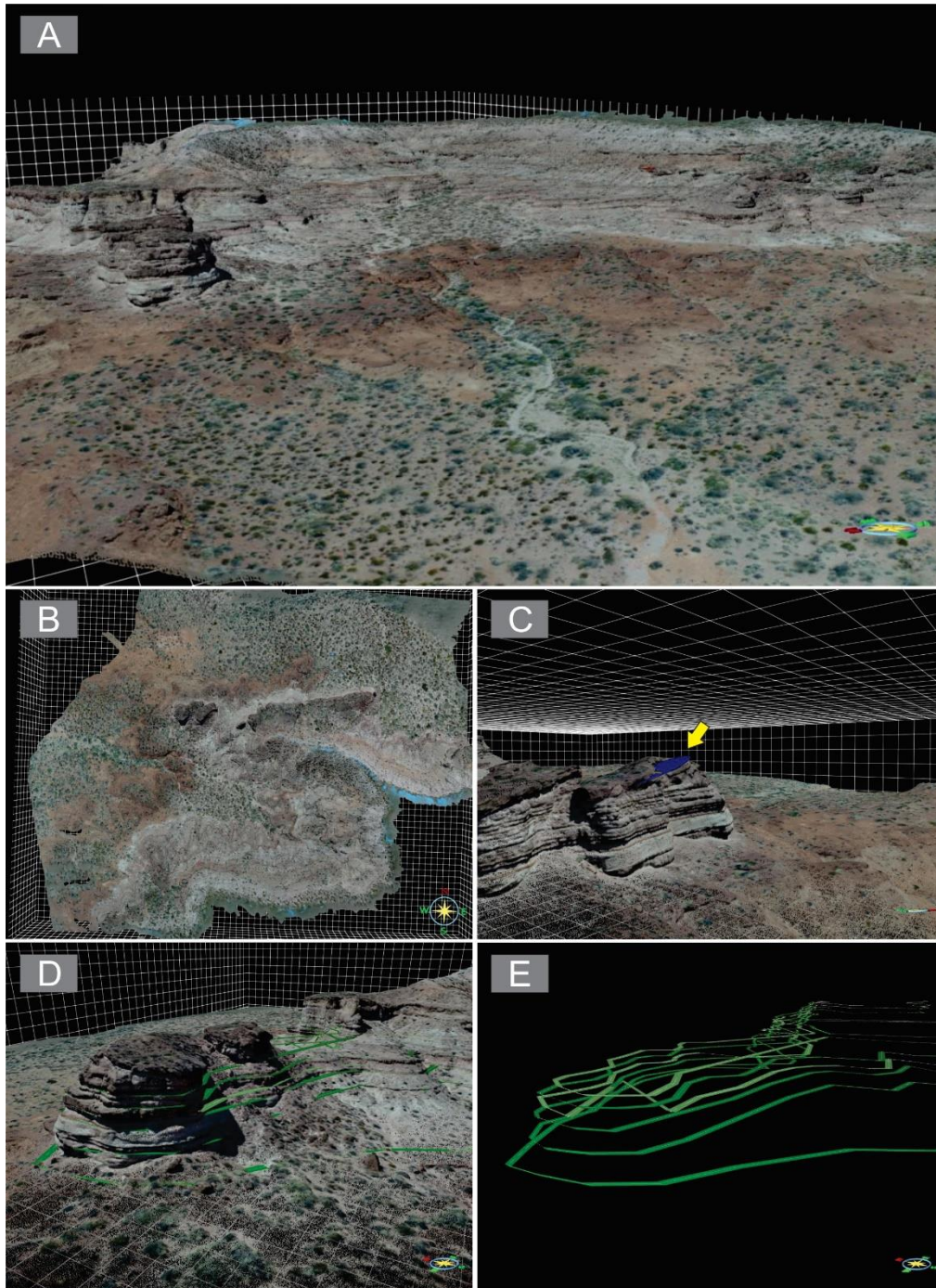


Figura 10. A) Vista panorámica del modelo virtual de afloramiento del Cañadón de Las Tortugas. B) Vista cenital del modelo tridimensional del Cañadón de Las Tortugas. C) Ejemplo de medición de una paleocorriente en estratos entrecruzados de origen eólico señalado con flecha. D) Señalización de distintas superficies identificadas sobre el modelo tridimensional. E) Superficies identificadas sin la nube de puntos que conforman el modelo tridimensional.

La obtención de la dirección de buzamiento e inclinación de las discontinuidades y su posterior análisis precisó que se debieran rebatir los planos debido a que el afloramiento posee una leve inclinación en su conjunto. Por lo tanto con la metodología explicada en Liste *et al.* (2004) y con la utilización del

software OpenStereo se logró identificar las inclinaciones que poseían las superficies previo al basculamiento del terreno. Estos datos aportaron significancia a las interpretaciones que luego se realizaron al combinar esta información con la de los elementos arquitecturales.

3.3.4. Elaboración intelectual

Como última instancia metodológica se procedió a la elaboración de los resultados obtenidos de este trabajo. La misma comprendió el análisis, interpretación e integración de la información obtenida en las etapas anteriores. Para ello fue un complemento fundamental la consulta bibliográfica en la cual se pudieron observar contrastes con los modelos estudiados. Dentro de esta etapa se pudo determinar el funcionamiento del sistema depositacional desde una perspectiva más abarcativa.

En primera instancia, se elaboró un esquema estratigráfico en el cual se distinguieron distintas etapas de depositación. Este esquema quedó conformado por tres intervalos de los cuales se hizo una descripción e interpretación de sus límites y de su relleno. En este sentido, se tomaron como referencia aquellas superficies que fueran de mayor jerarquía, significancia y magnitud como los límites de dichos intervalos. Cada intervalo representa un tiempo en el cual ocurrieron procesos sedimentarios y de acumulación vinculados. De esta forma, se logró una posible interpretación de la evolución espacial-temporal teniendo en cuenta todo lo mencionado hasta el momento. Se continuó con la construcción de un modelo estratigráfico que engloba al sector estudiado donde se definieron los tipos de sistemas depositacionales y como se relacionaron en el espacio y tiempo.

La elaboración de las discusiones implicó el análisis de los posibles controles en la sedimentación y acumulación de la zona de estudio. Por otra parte, también se estudiaron las escalas a las cuales se dieron las interacciones, en que niveles se podrían hallar los fósiles de interés y que estudios se podrían llegar a hacer para mejorar la calidad del trabajo.

Finalmente, en base a todo el trabajo realizado, se elaboraron las conclusiones que fueran pertinentes para el alcance y desarrollo del trabajo.

4. FACIES SEDIMENTARIAS

El término facies fue introducido por Greessly (1838) para hacer referencia a los cuerpos rocosos que presentaban características distintivas y específicas, lo cual permite hacer diferenciaciones entre los mismos. En el presente trabajo se utilizó el concepto facies desde un enfoque observacional y descriptivo. Dado que el objeto de estudio consiste en una sucesión sedimentaria, se identificaron esencialmente textura y estructuras en rocas sedimentarias como elementos de diferenciación de las facies. En términos generales, al trabajar con este tipo de rocas el término textura hace referencia al tamaño, selección, redondez, esfericidad de granos; y proporción de matriz y esqueleto (Scasso & Limarino, 1997). Por otro lado, la estructura es el arreglo particular de los clastos constituyentes de la roca consecuencia de un proceso sedimentario, o de una etapa posterior a la depositación. Por lo tanto, resulta de interés su identificación para distinguir aquellos procesos mecánicos, químicos y biológicos que actuaron durante la acumulación y durante el tiempo que los sedimentos estuvieron cerca de la superficie (Pettijohn, 1957). El objetivo básico de identificar estos rasgos es hacer interpretaciones de procesos genéticos particulares que reflejen condiciones de acumulación específicas. Es decir, la existencia de determinados rasgos particulares se puede vincular a uno o varios procesos que le dieron origen.

La denominación de las facies se simplificó mediante un código constituido generalmente por dos letras (Miall, 1996). Una primera letra mayúscula corresponde al tamaño de grano dominante, el cual es una característica textural de gran significancia a la hora de interpretar procesos de transporte y acumulación. Por otro lado, la segunda letra está vinculada a la estructura interna que presenta el cuerpo rocoso. En última instancia, se destaca la presencia de una tercera letra en algunos casos que indica el agente vinculado a la acumulación. En este caso, si bien se trata de una interpretación, es importante la diferenciación debido a que distintos procesos vinculados a ambientes distintos pueden generar facies similares. Por lo que, la presencia de ciertos caracteres en las rocas permitió la discriminación de las mismas.

Para la sección media-superior de la Formación Candeleros en la localidad del Cañadón de las Tortugas en el Área Paleontológica de La Buitrera se identificaron 9 facies sedimentarias, las cuales han sido interpretadas como consecuencia de procesos asociados a flujos unidireccionales tanto subácueos como subaéreos y a decantación, entre otros (Tabla 1). Las rocas que constituyen la sucesión son en su gran mayoría areniscas de tamaño de grano fino a mediano con una muy buena a buena selección, salvo en algunas ocasiones donde es moderada. Los clastos son subredondeados y de alta esfericidad. En cuanto a la matriz, está ausente en todos los casos. Por otro lado, de forma subordinada, se pueden observar fangolitas. De esta forma se puede determinar que el rango granulométrico en la sección media y superior de la Formación Candeleros en el Cañadón de Las Tortugas es muy acotado.

En las areniscas la estructura sedimentaria mecánica más frecuente es la estratificación entrecruzada de ángulo moderado a alto, tangencial a la base (Facies Axe) que se presenta en sets que varían entre 1,5 m y 8 m de espesor (Figura 11A). Por otro lado, a una escala de detalle, en algunos casos se observan laminaciones de 1 a 2 mm de espesor en la misma dirección de desarrollo que los planos de estratificación con segregación bimodal de los granos (Figura 11B). Se interpreta que esta facies, que involucra la estratificación de ángulo moderado a alto combinada con la presencia de laminación muy delgada, es acumulada en las caras de avalanchas por migración de dunas subaéreas. Los procesos involucrados en la depositación de los sedimentos incluyen sucesivas avalanchas de arena cuando la duna superaba el ángulo de reposo depositando los estratos entrecruzados; y la migración de óndulas de origen eólico depositando las láminas más delgadas sobre las superficies que limitaban las caras de avalancha de la forma de lecho que dio origen a esta facies (Hunter 1977, 1981).

En algunas ocasiones, en la base de algunos sets de areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (Facies Axe) se encontraron clastos extraformacionales de considerable tamaño (Figura 10C). Los mismos poseen el eje B de alrededor de 5 cm de longitud.

Por otra parte, se encuentran areniscas masivas. Dentro de las mismas se pueden distinguir dos tipos: aquellas que en ocasiones tienen límite inferior irregular, con intraclastos pelíticos sobre la base y de selección moderada (Facies Am) (Figura 11E-F; 12E); y aquellas de muy buena selección con límites netos (Facies Ame) (Figura 11A y D). La génesis primaria de los depósitos de areniscas masivas se puede asociar a flujos en masa con alta concentración de material y depositación abrupta, o bien a la depositación de sedimentos con un tamaño de grano homogéneo (Collinson *et al.*, 2006). Por otro lado, la ausencia de estructura interna también se puede generar debido a procesos posteriores a la sedimentación como la bioturbación, diagénesis o incluso deformación sinsedimentaria (Collinson *et al.*, 2006). Para la sección estudiada se puede asignar a la facies Am una génesis correspondiente a la mencionada masividad primaria producto de flujos de alta concentración de material o por procesos de deformación como la licuefacción si se asocian a estratos deformados; y se relaciona al origen de la facies Ame a la existencia de procesos secundarios que borraron la estructura o a la muy buena selección que poseen los clastos.

En relación a algunos niveles de facies Am, se encuentran asociadas areniscas con laminación convoluta, y en algunos casos estratificación convoluta, los cuales fueron designados a la Facies Ac (Figura 11E-F). Éstos se interpretan como producto de escape de fluidos relacionados a desplazamiento de sedimentos producto de una deformación plástica asociada a licuefacción (Collinson *et al.*, 2006).

También son frecuentes en el registro areniscas con laminación entrecruzada planar y en artesa (Facies Ao) (Figura 12B-D), areniscas con laminación horizontal (Facies Ah) asociadas en ocasiones a estructura de lineación *parting* (Figura 10G-H; 12A). Las areniscas con laminación entrecruzada planar y

en artesa se interpretan como producto de la migración de óndulas en condiciones subácueas. Por otro lado, las areniscas con laminación horizontal son consecuencia también de un flujo subácueo, pero en condiciones de alto régimen de flujo debido a que están a veces vinculadas a la lineación *parting* (Collinson *et al.*, 2006).

Asociados a los niveles de facies Ao y Ah se identificaron horizontes de intensa bioturbación que borraron registro de una posible estructura previa. Estos niveles poseen un delgado espesor y se encuentran endurecidos debido a una cementación diferencial respecto de los estratos subyacentes y suprayacentes. Los mismos son asignados a la facies Ab (Figura 12G-H). Estos niveles Ab comprenden trazas fósiles de preservación en relieve completo (*sensu* Seilacher, 1964). Las alteraciones del sustrato por parte de organismos se corresponden con tubificaciones elongadas en una dirección de forma curva y de sección cilíndrica que probablemente hayan sido originadas por individuos vermiformes. Se destaca la presencia, a su vez, de tubos verticales (*Skolitos isp.*). Esta facies presenta una alta abundancia de trazas de manera local cuando se la compara con el registro estudiado y una baja icnodiversidad.

Aunque en poca proporción, en la sucesión estudiada también se identificaron rocas de tamaño de grano pelítico, esencialmente fangolitas laminadas asignadas a las Facies Pl (Figura 12E). A su vez, las pelitas laminadas se intercalan de manera cíclica con areniscas masivas tabulares cuyo espesor no supera los 3 cm. Dicha asociación ha sido denominada como facies heterolítica (Facies H, Figura 12F).

La sedimentación de la facies de pelitas laminadas se interpreta como producto de la decantación de material fino a partir de una suspensión en un cuerpo de agua donde el flujo sea prácticamente nulo a de muy baja energía (Collinson *et al.*, 2006). La intercalación de pelitas laminadas con arenas masivas permite inferir que existieron variaciones en la energía del flujo en los cuerpos de agua que le dieron origen a esta facies. Es decir que, por periodos hubo tracción y por otros decantación a partir de una suspensión (Collinson *et al.*, 2006).

A partir de lo analizado con anterioridad, se puede determinar que gran parte de la sucesión que constituye la sección media a superior de la Formación Candeleros en la localidad del Cañadón de las Tortugas tuvo una génesis relacionada a procesos cuyo mecanismo de transporte de sedimentos era principalmente tractivo. En primer lugar producto de corrientes unidireccionales subaéreas, aunque con un considerable aporte de una variedad de estructuras producto de flujos subácueos. Dentro de estas últimas, la frecuencia con la que ocurren estructuras de bajo régimen es la misma con la que se encuentran las de alto régimen.

Tabla 1. Facies sedimentarias en el sector del Cañadón de las Tortugas dentro del Área Paleontológica La Buitrera con interpretación dinámica elemental. Código de facies modificado de Miall (1996).

CÓDIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	LÍMITES	ESCALAS	INTERPRETACIÓN DINÁMICA ELEMENTAL
Axe	Areniscas de grano fino de buena selección.	Estratificación entrecruzada tangencial a la base.	Límites netos. En casos, con techo irregular producto de erosión.	Espesores que varían entre 1,5 y 8 m.	Flujo subaéreo donde la depositación se da como consecuencia de migración de dunas por avalanchas de granos continuas.
Ame	Areniscas de grano fino de buena selección.	Masivas.	Límites netos. En casos, con techo irregular producto de erosión.	Espesores que varían entre 0,4 y 3 m.	Masividad por procesos secundarios que borrarón la estructura o por tamaño de grano homogéneo.
Am	Areniscas de grano fino de moderada a buena selección. En ocasiones poseen intraclastos.	Masivas.	Límite inferior de carácter erosivo. Techo en ocasiones transición a facies Ac o erosivo.	Espesores que varían entre 0,1 y 0,5 m.	Flujo subaéreo fluido donde la energía es alta con alta carga de material de rápida depositación. Por otro lado, se puede asociar a destrucción de la estructura por licuefacción.
Ah	Areniscas de grano fino de moderada a buena selección.	Laminación horizontal. Ocasionalmente lineación <i>parting</i> .	Límite inferior y superior netos.	Paquetes de entre 0,05 y 0,4 m de espesor.	Flujo subaéreo de energía intermedia a alta cuyo mecanismo de transporte de clastos es tractivo mediante la forma de lecho de capa plana de alto régimen de flujo.
Ao	Areniscas de grano fino de buena selección.	Laminación entrecruzada planar y en artesas.	Límite inferior y superior transicionales.	En paquetes de entre 0,4 a 0,8 m con estratos de 0,05 a 0,1 m de espesor.	Flujo subaéreo de energía intermedia a baja cuyo mecanismo de transporte de clastos es tractivo mediante la forma de lecho de óndula.
Ac	Areniscas de grano fino de buena selección.	Laminación o estratificación convoluta.	Límite inferior transicional desde facies Am y superior erosivo.	Espesores entre 0,1 a 0,3 m.	Producto de escape de fluidos relacionados a deslizamiento de sedimentos plásticos y/o deformación por carga, ambos asociados a licuefacción parcial.
Ab	Areniscas de grano fino de buena selección.	No presentan estructura mecánica reconocible. Poseen abundante bioturbación.	El límite inferior es transicional de facies Ao y el límite superior neto.	Espesores entre 0,1 y 0,2 m.	Producto de la alteración del sustrato por parte de organismos.
Pl	Fangolitas.	Laminación horizontal.	Límite inferior neto. El límite superior es transicional con facies Am. Es decir, aumenta la frecuencia de la aparición de depósitos más gruesos.	Espesores entre 0,2 y 0,3 m.	Flujo es muy baja a nula de modo que permite la decantación desde una suspensión.
H	Paquete heterolítico con intercalación de estratos muy delgados de areniscas masivas y pelitas laminadas.	Estratos subhorizontales, tabulares a discontinuos.	Límite inferior neto y plano y límite superior erosivo.	Paquete de entre 0,2 y 0,35 m con estratos interiores intercalados de menos de 3 cm de espesor.	Flujo que presenta variaciones en la energía lo cual posibilita que por periodos haya tracción y por otros decantación de una suspensión.

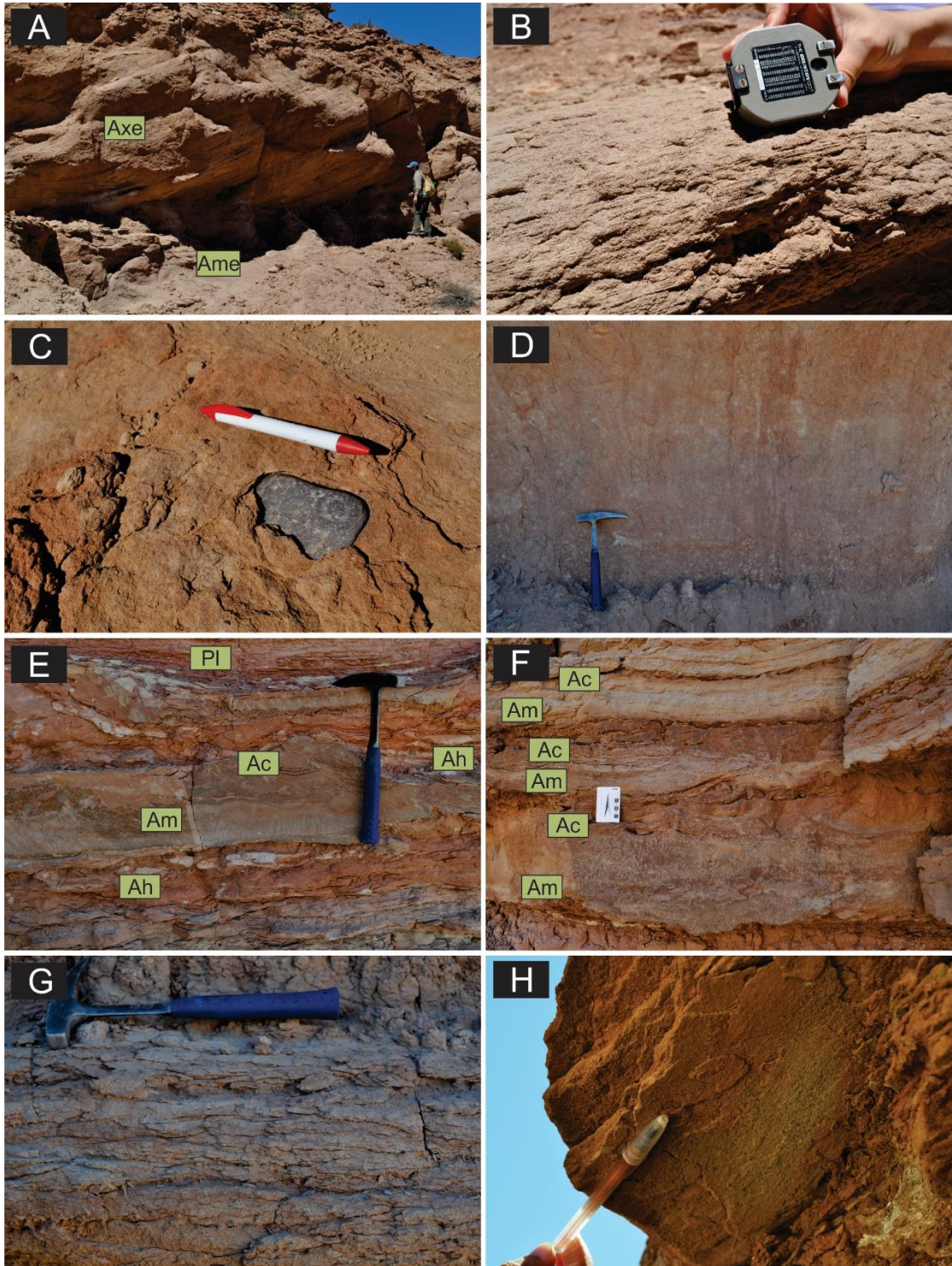


Figura 11. **A)** Facies de areniscas finas con estratificación entrecruzada tangencial (Axe). **B)** Detalle de la facies Axe. Dentro de los estratos se puede observar laminación de 3 a 4 granos de espesor. **C)** Clastos tamaño grava observados sobre la base de algunos estratos de facies Axe. **D)** Facies de areniscas masivas eólicas (Ame). **E)** Facies de areniscas masivas con intraclastos en la base y límite inferior irregular erosivo (Am). **F)** Facies de areniscas masivas (Am) y areniscas con laminación convoluta (Ac). **G)** Facies de areniscas finas con laminación horizontal (Ah). **H)** Facies de areniscas finas con laminación horizontal y lineación *parting* (Ah).

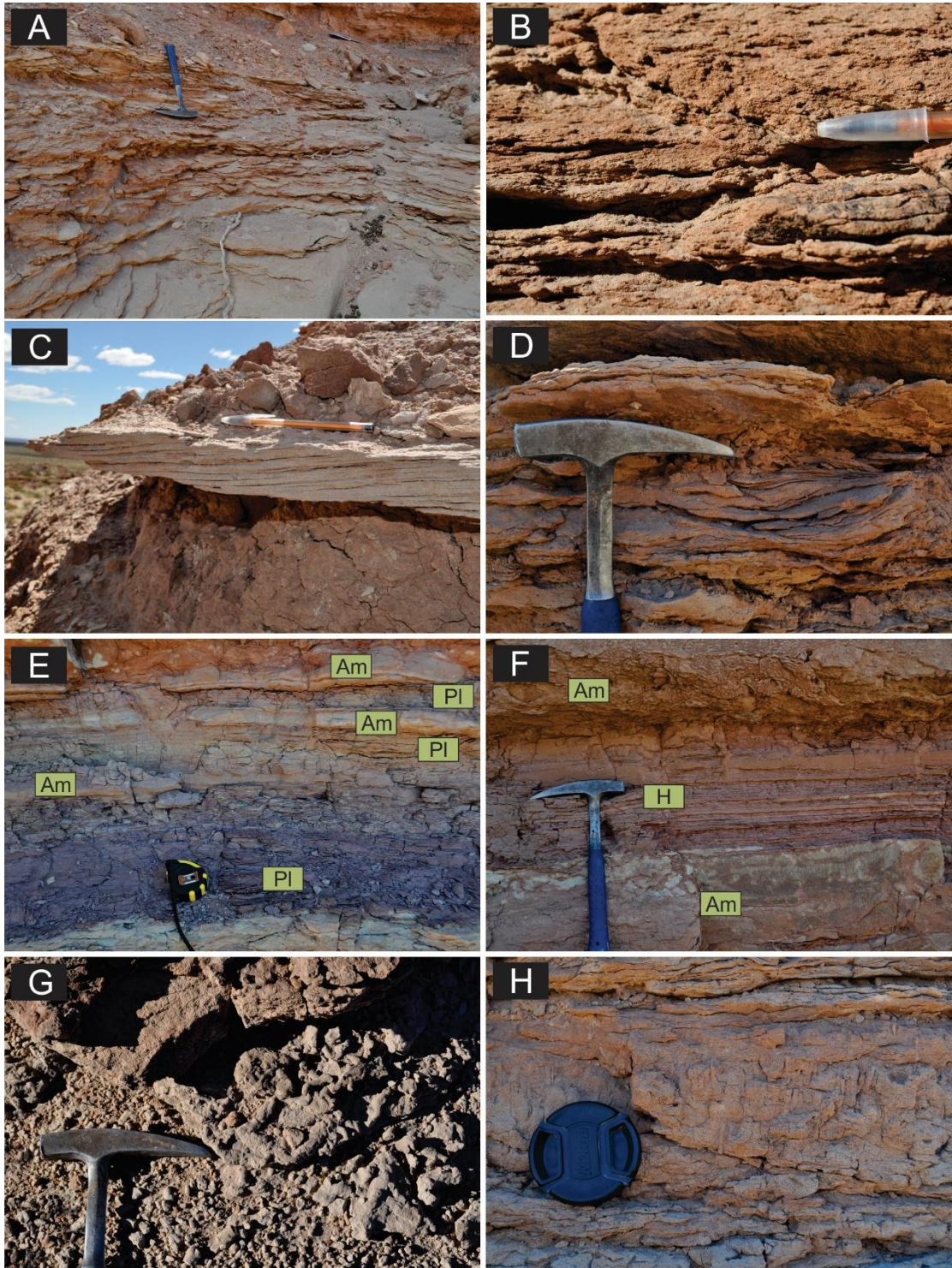


Figura 12. **A)** Facies de areniscas finas laminadas (Ah). **B)** Facies de areniscas finas con laminación entrecruzada planar (Ao). **C)** Facies de areniscas finas con laminación entrecruzada planar (Ao). **D)** Facies de areniscas finas con laminación entrecruzada en artesa y planar (Ao). **E)** Facies de fangolitas violáceas laminadas (Pl). **F)** Intercalación delgada de areniscas masivas con pelitas laminadas que conforman la Facies Heterolítica (H). **G)** Vista en planta de intensa bioturbación en nivel endurecido correspondiente a facies Ab. **H)** Vista general de un nivel con intensa bioturbación (Facies Ab).

5. ELEMENTOS ARQUITECTURALES

Para la Formación Candeleros en el sector estudiado se diferenciaron distintos elementos arquitecturales (Brookfield, 1977; Allen, 1983; Miall, 1985; Pickering *et al.*, 1989) en base a las facies descritas con anterioridad y características distintivas de los cuerpos sedimentarios identificados como geometría de los depósitos, naturaleza de los límites y extensión de los mismos (Tabla 2).

Dentro del área analizada se encuentran principalmente cuerpos que son producto de procesos de sedimentación subaérea como aquellos interpretados como depósitos de dunas eólicas y depósitos de interdunas húmedas. De la misma manera, también se han interpretado cuerpos que son producto de procesos subácueos de diferentes escalas y geometrías como depósitos de canales fluviales, depósitos de flujos no canalizados proximales y depósitos de flujos no canalizados distales.

5.1. DEPÓSITOS DE DUNAS EÓLICAS

5.1.1. Descripción

Las dunas eólicas fueron definidas como cuerpos que en el registro se presentan de forma tabular de secciones rectangulares con límites inferiores y superiores de forma netas y planas (Figura 13A). En ocasiones el límite superior puede ser irregular debido a procesos erosivos que tienen relación con cuerpos suprayacentes (Figura 14A-C). Por otra parte, el límite inferior puede mostrar una interdigitando con otros depósitos de origen subácueo.

El espesor de estos elementos arquitecturales varía entre 2 y al menos 7 m. En el sector estudiado se observaron cuerpos de dunas eólicas de dos escalas diferentes: en la parte inferior de las secciones analizadas estos poseen entre 2 y 3 m de espesor, mientras que en el sector superior tienen entre 3 y al menos 7 m de espesor.

Cada uno de los cuerpos de dunas está constituido por *sets* de areniscas entrecruzadas (Facies Axe) o por areniscas masivas de origen eólico (Facies Ame). Estas últimas coinciden con todas las características texturales, composicionales y geométricas de las primeras aunque no se pueden apreciar las estructuras sedimentarias que poseen. Por otra parte, en los cuerpos donde se ven las estructuras primarias existen superficies incluidas dentro de los mismos que son de menor inclinación y se encuentran truncando a la estratificación entrecruzada en el mismo sentido en el que ésta inclina.

5.1.2. Interpretación

Estos elementos de sección rectangular que están constituidos por sets de areniscas entrecruzadas son interpretados como el resultado del registro de la migración de dunas eólicas. La forma de los depósitos es consecuencia del movimiento y erosión que ejercen estas formas de lecho sobre la parte superior del tren de dunas precedente. De esta manera, solo la parte basal de las formas de lecho se acumulan para formar sets de estratificación entrecruzada (Mountney, 2006). En los casos en los que los sets se encuentran masivos se puede interpretar a la masividad como original producto de un tamaño de grano homogéneo o de carácter secundario como consecuencia de una intensa bioturbación o resultado de procesos diagenéticos (Collinson *et al.*, 2006). Los cuerpos de duna se presentan en grupos formando sucesivos depósitos eólicos superpuestos (Langford, 1989). En los casos en el que el límite superior se ve interrumpido por concavidades de forma irregular, se identifican depósitos de canal suprayacentes indicando erosión parcial por procesos subácueos de los depósitos eólicos en los sectores de interdunas (Langford, 1989). Las superficies que truncan a la estratificación entrecruzada con un menor ángulo son interpretadas como de tercer orden, o superficies de reactivación (*sensu* Brookfield, 1977). Las mismas son producto de la erosión de la cara de avalancha seguida por una sedimentación posterior asociada a un cambio en la dirección de migración, la velocidad de migración, una asimetría en la forma de lecho y/o una alta pendiente de la cara de avalancha (Mountney, 2006).

Tabla 2. Elementos arquitecturales identificados para la Formación Candeleros en el área de estudio con breve caracterización e interpretación genética.

ELEMENTO ARQUITECTURAL	GEOMETRÍA Y CONTACTOS	DIMENSIONES Y EXTENSIÓN	FACIES	INTERPRETACIÓN
Depósitos de dunas eólicas	Elementos de sección rectangular, de aspecto tabular a lo largo de todo el afloramiento. Tanto su límite superior como inferior son de carácter plano y neto. El techo es puede ser irregular en sectores localizados.	Entre 2 y 7 m de espesor. La extensión de los mismos abarca todo el sector estudiado (más de 400.000 m ²).	Ame, Axe	Migración de dunas eólicas
Depósitos de interduna húmeda	Elementos de sección lenticular. Tanto su límite superior como inferior son netos. El límite superior puede interdigitar con los depósitos de dunas eólicas.	El espesor de la sección lenticular tiene entre 1 y 2m.	Am, Ac, Ao, Ab, Ame.	Invasión fluvial o ascenso del nivel freático en los espacios entre sucesivas dunas eólicas; y retrabajo por agentes subácueos y organismos.
Depósitos de flujos no canalizados proximales	Elementos de sección rectangular, de aspecto tabular a lo largo de todo el afloramiento. Tanto su límite superior como inferior son de carácter irregular o planos y netos. Aquellos planos y netos, en escala de detalle son más transicionales.	Espesores entre 1 a 3 m. Abarcan todo el sector estudiado.	Am, Ac, Ao, Ah, Ab.	Flujos no canalizados de corta duración de energía intermedia-alta cuyo mecanismo de transporte es tractivo.
Depósitos de flujos no canalizados distales	Elementos de sección rectangular, de aspecto tabular a lo largo del afloramiento. Tanto su límite superior como inferior son planos y netos.	El espesor varía entre 1 y 1,5 m. Abarcan todo el sector estudiado.	Pl, H, Am	Flujos no canalizados que depositan de forma tractiva arenas y por decantación pelitas en cuerpos de aguas semi-permanentes o permanentes alimentados por los mismos.
Depósitos de canales fluviales	Elemento de geometría lenticular. Su límite superior es plano y neto. El límite inferior es concavo hacia arriba y de forma irregular	Elementos de 10 a 14 m de ancho y 1 a 1,5 m de espesor máximo.	Am	Flujos unidireccional encausados.

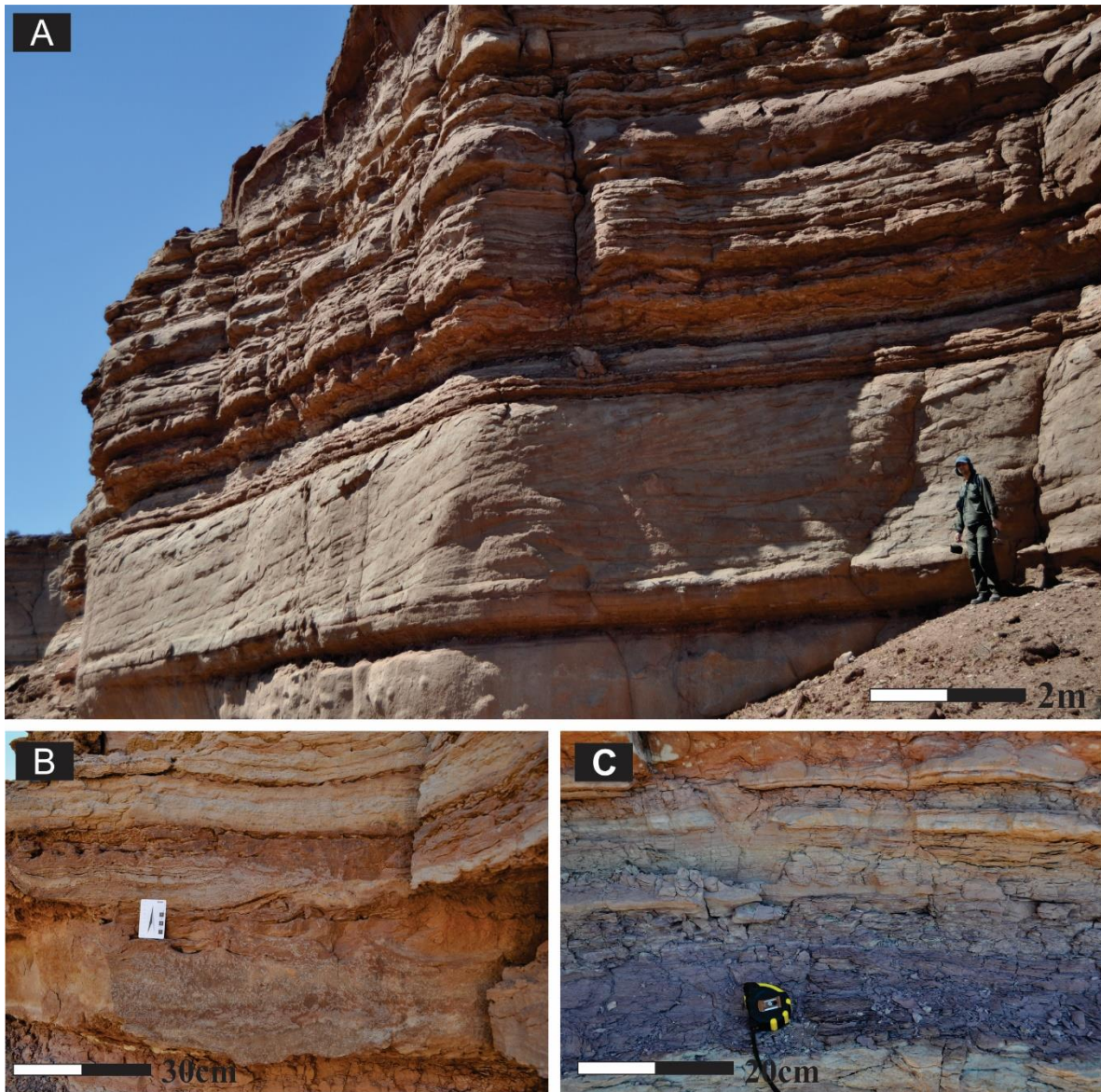


Figura 13. A) En la parte inferior de la sección se observan los depósitos de dunas eólicas de color blanquecino. En la parte superior de la sucesión se encuentran los elementos arquitecturales fluviales no canalizados de color rojizo. B) Detalle de depósitos de flujos no canalizados proximales. C) Detalle de depósitos de flujos no canalizados distales.

5.2. DEPÓSITOS DE INTERDUNAS HÚMEDAS

5.2.1. Descripción

Los depósitos de interdunas húmedas poseen una sección lenticular. La extensión de las mismas es delimitable dentro del sector estudiado y se encuentran asociadas a los elementos arquitecturales de duna tanto lateral como verticalmente (Figura 14A). El espesor de estos cuerpos varía entre 1 y 2 m; y la extensión lateral es entre 30 y cientos de metros. Tanto el límite superior

como el inferior son netos. El superior se encuentra interdigitando a paquetes de depósitos de dunas eólicas. En cambio el inferior es neto y plano, ubicándose de forma discordante a otros depósitos. En estos cuerpos las facies se asocian de dos maneras. Por un lado, conforman paquetes de areniscas con estratificación convoluta (Ac) en la base y areniscas masivas subácueas (Am) en el tope. Por otro lado, aparecen areniscas con laminación entrecruzada (Ao) y areniscas bioturbadas (Ab) en estratos de 0,1 a 0,2 m que intercalan con areniscas masivas eólicas (Ame).

5.2.2. Interpretación

El registro de facies de areniscas masivas asociadas a corrientes subácueas interdigitadas a elementos de dunas eólicas registran la invasión fluvial en los espacios entre sucesivas dunas eólicas (interdunas) (Cain *et al.*, 2009). A su vez, la presencia de la estratificación convoluta en la base indica la presencia de agua que conllevó a una licuefacción parcial de los sedimentos permitiendo la deformación (Collinson *et al.*, 2006). De forma alternativa se pueden interpretar estos depósitos como relacionados con deformación producto de un sismo.

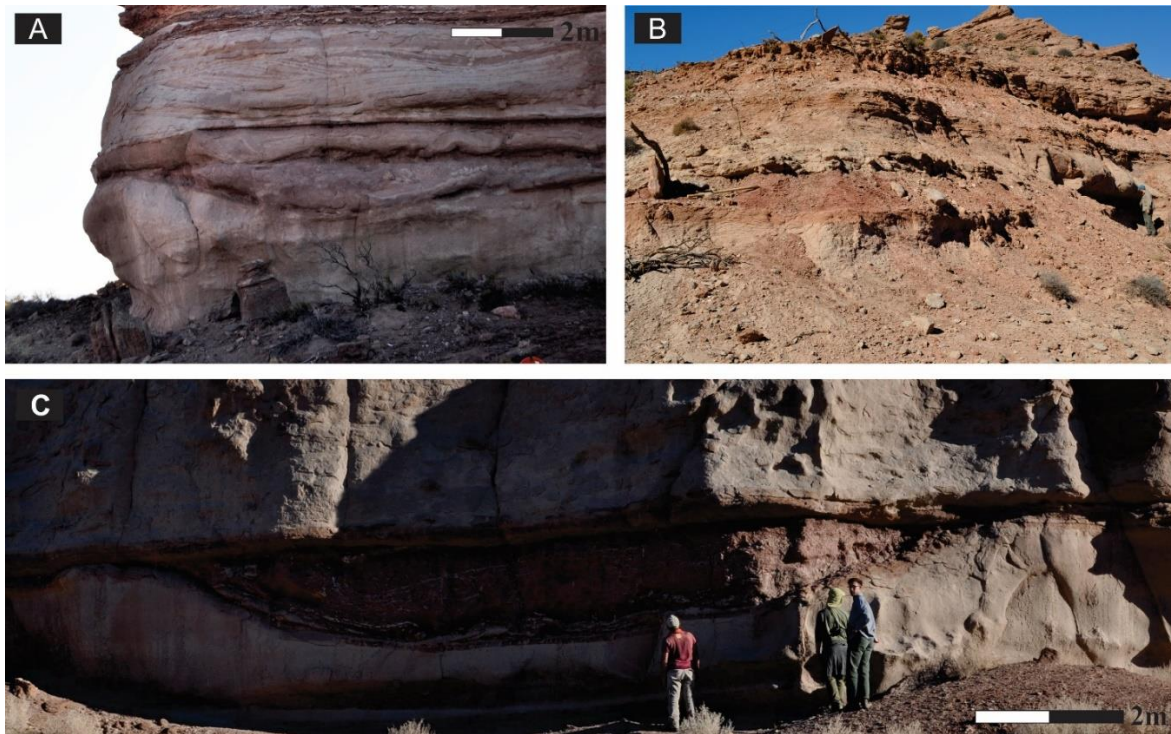


Figura 14. A) Sección de canal incidiendo sobre areniscas masivas eólicas (Facies Ame) y depósitos de interdunas húmedas por encima. B) Depósito de canal en coloración rojiza que incide sobre depósitos de areniscas masivas eólicas blanquecinas (Facies Ame). C) Depósito de canal fluvial.

Por otra parte, los elementos constituidos por facies de areniscas con laminación entrecruzada y areniscas bioturbadas asociadas a areniscas masivas de origen eólico se pueden interpretar como

producto del retrabajo que sufrían las arenas eólicas por cuerpos de agua en el espacio de interduna (Kocurek, 1981). Este autor sugirió también que la presencia del registro de estructuras producto de formas de lecho en fase de óndula puede ocurrir durante periodos de tormentas y lluvias en los cuales el agua es capaz de correr a través de las interdunas o por ascenso del nivel freático.

Ambos depósitos constituyen el registro de un elemento de interduna húmeda debido a que se relacionan lateral y verticalmente con los depósitos de duna, poseen la misma fracción granulométrica que los depósitos de duna y se depositaron consecuencia de procesos subácuos.

5.3. DEPÓSITOS DE FLUJOS NO CANALIZADOS PROXIMALES

5.3.1. Descripción

Los depósitos de flujos no canalizados proximales son de geometría tabular con límites netos, planos y paralelos a escala de afloramiento. Los mismos se extienden más allá del sector estudiado siendo imposible definir sus límites laterales y por lo tanto su extensión lateral (Figura 13A-B).

Este elemento arquitectural puede tener tanto límites inferiores erosivos como no erosivos. Los primeros, de bases erosivas, se encuentran constituidos por la asociación de facies areniscas masivas (Am) en la base y areniscas con laminación convoluta (Ac) en el techo que conforman un único estrato (Figura 13B). Los mismos se amalgaman verticalmente, por lo que sus límites superiores también son de carácter irregular. Estos estratos tienen entre 0,2 y 0,4 m de espesor. Los paquetes conformados por la sucesión de éstos miden entre 2 y 2,5 metros. El segundo tipo de depósitos de flujo no canalizado proximal posee el límite superior e inferior de forma plana-neta y está constituido por diferentes estratos de: areniscas con laminación horizontal y lineación *parting* (Facies Ah), areniscas con laminación entrecruzada planar o en artesa (Facies Ao), estratos horizontales delgados de areniscas masivas (Am) y areniscas bioturbadas (Ab). Estos tienen espesores entre 0,05 y 0,20 m. La sucesión vertical de estas facies posee espesores que varían entre 2 y 2,5 m. Por lo general, no hay un arreglo específico en el orden en que se presentan las últimas facies mencionadas salvo en ocasiones donde se reconocen areniscas laminadas horizontalmente que por encima poseen areniscas con estratificación entrecruzada.

5.3.2. Interpretación

La geometría tabular de los depósitos permite interpretar que los mismos fueron producto de flujos ácuos no canalizados (Bridge, 2003). Estos depósitos se asocian a inundaciones episódicas

que barren sedimento con elevada energía hasta que la misma se disipa (Cain *et al.*, 2009). Por otra parte, el tamaño arena característico es similar al presente en las sedimentitas de origen eólico lo que lleva a pensar en el retrabajo del material sedimentario preexistente.

Las areniscas masivas (Am) asociadas a las areniscas con laminación convoluta permiten interpretar la presencia de flujos de corta duración con alta carga de sedimento y saturados de agua al momento de la sedimentación lo que conlleva a la parcial licuefacción que luego desarrollo la deformación sedimentaria (Collinson *et al.*, 2006). A su vez, la base erosiva de las capas sugieren que al menos en sus inicios, los flujos que las depositaron tenían mayor energía y estaban subsaturados en sedimentos (Fisher *et al.*, 2007).

Por otra parte, los cuerpos con presencia de areniscas con laminación horizontal (Ah) sugiere condiciones de acumulación por flujos de alto régimen (Leeder, 1982). En cambio, el registro de facies de areniscas con laminación entrecruzada planar y en artesa (Ao) representa la disminución de la energía y la transición a un bajo régimen de flujo (Leeder, 1982). El arreglo en el cual elementos de alto régimen de flujo se encuentran por debajo de elementos de bajo régimen de flujo supone una disminución de la energía del flujo durante una sola inundación evidenciado por las estructuras sedimentarias (Bridge, 2003). Por lo tanto, estos elementos están constituidos por un apilamiento de capas conformadas por sucesivos episodios de flujos efímeros (Bridge, 2003). La presencia de bioturbación asociada se puede tomar como indicio de que estos cuerpos fueron formados en ambientes subácueos con temporal exposición subaérea (Langford & Chan, 1989).

5.4. DEPÓSITOS DE FLUJOS NO CANALIZADOS DISTALES

5.4.1. Descripción

Se trata de cuerpos de geometría tabular (Figura 12A y C). Los límites inferiores y superiores son de carácter neto y plano. Los mismos poseen un espesor entre 1 y 1,5 m y su extensión abarca toda la zona de estudio por lo que sus límites laterales no se pueden definir.

En el sector estudiado, las rocas que componen estos cuerpos se corresponden con facies de pelitas laminadas (Pl), areniscas masivas (Am) e intervalos heterolíticos (Facies H) caracterizados por la delgada alternancia de areniscas masivas y pelitas laminadas.

Estratigráficamente estos cuerpos de rocas de granulometría fina se encuentran intercalados con los cuerpos de flujos no canalizados proximales descritos anteriormente, los cuales poseen un tamaño de grano mayor, aunque similares espesores y extensión.

5.4.2. Interpretación

La presencia de facies de granulometría pelítica, relativamente más fina que la de los cuerpos entre los que intercala, y la laminación que estas poseen permiten inferir la presencia de un flujo de muy baja energía donde se produjo la decantación del material en suspensión (Collinson *et al.*, 2006). Por otra parte, la presencia de arenas indica que por periodos existieron procesos de depositación tractivos y de mayor energía asociados. En base a lo mencionado y la geometría tabular que poseen estos elementos arquitecturales, se deduce que estos depósitos son producto de cuerpos de agua de carácter perenne o semi-perenne asociados a las partes más distales de flujos no canalizados (Fisher *et al.*, 2007). En conjunto, este elemento arquitectural se puede interpretar producto de la sedimentación de la carga suspensiva no depositada que poseían los flujos no canalizados fluviales proximales de mayor energía (Fisher *et al.*, 2007).

5.5. DEPÓSITOS DE CANALES FLUVIALES

5.5.1. Descripción

Estos cuerpos están caracterizados por una sección lenticular cuyo límite superior es plano y neto; y su límite inferior es cóncavo hacia arriba y erosivo (Figura 14A-C). Poseen entre 10 y 14 m de ancho y entre 1 y 1,5 m de espesor máximo. En el sector estudiado la facies presente dentro de estos cuerpos es areniscas masivas (Am). En la base frecuentemente poseen intraclastos de color rojizos de areniscas muy finas cuyo eje B es de hasta 0,5 cm.

En el área de estudio, estos elementos arquitecturales se relacionan estratigráficamente a estratos de origen eólico (Figura 14A-C). Estos depósitos se encuentran erosionando los paquetes de origen eólico asignados a cuerpos de dunas eólicas. El contacto entre ambos cuerpos es mediante una superficie neta que al detalle presenta irregularidades por su carácter erosivo. Por otra parte, estos elementos se pueden encontrar por debajo de depósitos de interdunas húmedas. El límite entre ambos cuerpos también es neto pero de carácter plano.

5.5.2. Interpretación

La forma plano convexa de la sección de estos cuerpos en conjunto a la base erosiva, la presencia de intraclastos en la base y areniscas como rocas constituyentes, permiten interpretar que se trata de depósitos producto de corrientes ácuas unidireccionales canalizadas (Bridge, 1993). La base erosiva de las capas sugieren que al menos al principio, el flujo que depositó los sedimentos

era relativamente erosivo (Fisher *et al.*, 2007). La uniformidad en el tamaño de grano y la aparente ausencia de estructuras sedimentarias sugiere, por otra parte, que se trató de un flujo de rápida desaceleración resultando en la depositación desde una suspensión (Fisher *et al.*, 2007).

6. ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO

Mediante el análisis de los elementos arquitecturales en su conjunto y la integración de superficies limitantes que resultaron de interés particular, se elaboró un esquema estratigráfico para el intervalo de estudio con el objeto de distinguir distintas relaciones evolutivas y espaciales, en base a caracteres similares y relaciones laterales-verticales que poseen los diferentes depósitos que constituyen a la Formación Candeleros en el Cañadón de Las Tortugas. Para ello se definieron diferentes intervalos de depositación que se interpretan como diferentes periodos de evolución de los sistemas de acumulación, caracterizados por una serie de procesos particulares y un balance de sedimentos en equilibrio con las condiciones ambientales dominantes

Los límites de los intervalos corresponden a las discontinuidades de mayor jerarquía dentro del sector estudiado. En este caso, la importancia de los mismos radica en que marcan el contacto entre estilos depositacionales distintos. Por otro lado, aquellas superficies que se encuentren dentro de los intervalos definidos se interpretan como respuesta a procesos propios de un mismo sistema de sedimentación, representando procesos de magnitud temporal y espacial de una escala menor. En términos generales, se interpreta a las discontinuidades de primer orden como límites que marcaron cambios en el sistema de acumulación. En cambio, las superficies de segundo orden estarían asociadas a procesos propios del sistema de acumulación, es decir, a la forma en la que ocurrió esta sedimentación.

A lo largo de toda la sucesión estudiada hubo una predominancia de los procesos eólicos sobre los fluviales en términos de volumen de depósitos. La sección analizada comienza con un intervalo que es marcadamente de origen eólico pero con la intervención de procesos de origen fluvial. La misma se continúa con un tramo netamente fluvial donde los procesos subácuos tuvieron mayor relevancia. Por último, se identificó un tramo netamente eólico donde la migración de dunas eólicas es el principal fenómeno que compone los depósitos.

6.1. ETAPA I

6.1.1. Descripción general y límites del intervalo

En el primer intervalo depositacional se identifican depósitos de dunas eólicas, depósitos de interdunas húmedas y depósitos de canales fluviales (Figura 16 y 17). El primero de ellos es el que predomina en volumen, en cambio los otros dos se encuentran de forma subordinada. La geometría del intervalo es de forma tabular y los espesores varían entre 6 y 8 m, encontrándose los menores espesores en la dirección suroeste y los mayores en la noreste. Este intervalo sedimentario queda

definido por dos superficies netas que son de importancia en el sector estudiado por encontrarse bien definidas y ser continuas a lo largo de toda el área relevada.

La superficie que marca la base del intervalo se encuentra bien diferenciada debido al cambio de coloración de las rocas que limita, característica que permite identificarla en todo el sector analizado. Los estratos que se encuentran por debajo de la superficie son areniscas estratificadas de color rojizo de origen fluvial. En cambio, los que se encuentran por encima son areniscas finas de muy buena selección, masivas, de color blanquecino de origen eólico (Facies Ame). Debido al carácter neto, la forma plana, lo bien marcada que se muestra esta discontinuidad y la posición relativa de los tipos de depósitos que pone en contacto, se interpreta a la misma como una superficie de *Sand Drift* (*sensu* Clemmensen & Tirsgaard, 1990).

Por otra parte, la superficie que limita el intervalo en la parte superior involucra el contacto de depósitos de cuerpos de dunas eólicas por debajo con depósitos de flujos no canalizados proximales por encima. Esta discontinuidad bien definida a lo largo de todo el afloramiento estudiado -cuya forma es neta y plana- y que está espacialmente y estratigráficamente asociada a depósitos de origen fluvial, se corresponde con una Superficie de Inundación (*Flooding Surface, sensu* Langford & Chan, 1989).

Por encima de la superficie basal (Superficie de *Sand Drift* I), se encuentran dos depósitos de dunas eólicas que están vinculados mediante una superficie neta y plana con inclinación al suroeste (Anexo 2). Estos cuerpos sedimentarios están constituidos por areniscas masivas eólicas (Facies Ame) por lo que no se pudieron medir datos de paleocorrientes. Por arriba de los mismos, yace un tercer elemento de dunas eólicas constituido por areniscas con estratificación entrecruzada (Facies Axe) de las cuales se pudieron medir paleocorrientes en las caras de avalancha con un sentido principal de migración hacia N77° (Figura 15).

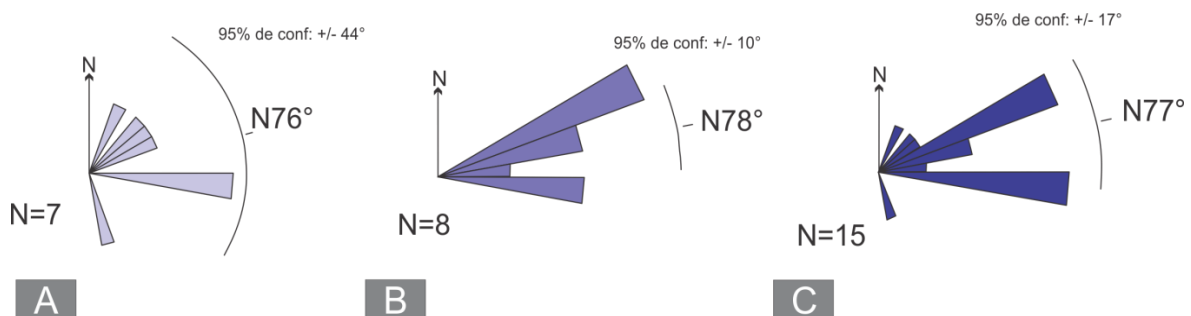


Figura 15. Paleocorrientes en el último elemento de dunas eólicas de la etapa I **A)** Diagrama de rosas con todas las paleocorrientes medidas en el campo con brújula. **B)** Diagrama de rosas con las paleocorrientes medidas en el modelo tridimensional de afloramiento. **C)** Diagrama de rosas con todas las paleocorrientes medidas. Ver mediciones en el Anexo 11.1.

La superficie que relaciona a este último depósito con los elementos de dunas eólicas subyacentes es neta y de forma plana a lo largo de la mayor parte del área estudiada, salvo en sectores donde se identifican elementos de canales fluviales. La inclinación de la misma es hacia el suroeste (Anexo 2). A su vez, lateralmente esta discontinuidad se asocia a depósitos de interduna húmeda de acotada extensión.

6.1.2. Interpretación paleoambiental

En base a las características observadas en la Superficie de *Sand Drift I*, previo a la acumulación del intervalo depositacional I, se interpreta un periodo de erosión de los sedimentos subyacentes de carácter fluvial y posterior instalación de un sistema de depositación eólica en el cual se generó acumulación (Clemmensen & Tirsgaard, 1990). Por lo tanto, los cuerpos de dunas eólicas que se hallan por encima de esta superficie representan periodos en los cuales hubo captura, transporte y acumulación de arena fina (Mountney, 2006).

Dado que las discontinuidades internas que vinculan a los distintos cuerpos de dunas eólicas son de carácter erosivo e inclinan con bajo ángulo en dirección contraria a las paleocorrientes identificadas se determina que las mismas representan superficies de interdunas (Mountney, 2006). La presencia únicamente de erosión en la primer superficie permite definirla asociada a condiciones secas (Mountney, 2006). La segunda, en cambio, al estar relacionada a depósitos de origen subácueo se asocia a condiciones húmedas (Mountney, 2006). La presencia de facies fluviales localizadas entre los elementos de dunas eólicas indican que, aunque existía un periodo de dominancia eólica, la actividad fluvial esporádica persistía y canales fluviales tenían a capacidad de adentrarse sobre corredores de interdunas como así también hacer incisiones en los depósitos de dunas eólicas subyacentes (Langford & Chan, 1988). Por otra parte, la presencia de erosión localizada de los canales, supone que estos corredores de interduna eran angostos debido a que los mismos promueven el aumento local de la corriente de canal a medida que las inundaciones avanzan y son forzadas a atravesar un sector angosto (Al-Mashary & Mountney, 2015).

Debido a que las superficies limitantes de estos elementos de dunas eólicas se tratan de superficies de interdunas y solo se hallan otras de tercer orden (de reactivación) (Kocurek, 1981), se define a las formas de lecho que dominaron este sistema eólico como dunas simples (Kocurek, 1981). Por otra parte, analizando las paleocorrientes medidas en el último set de areniscas entrecruzadas se puede interpretar que por lo menos para ese intervalo, estas dunas simples eran formas transversales con sus crestas perpendiculares a la dirección de transporte del viento y a su vez, con una cierta sinuosidad en sus crestas tendiendo a la forma barjanoide (Mountney, 2006).

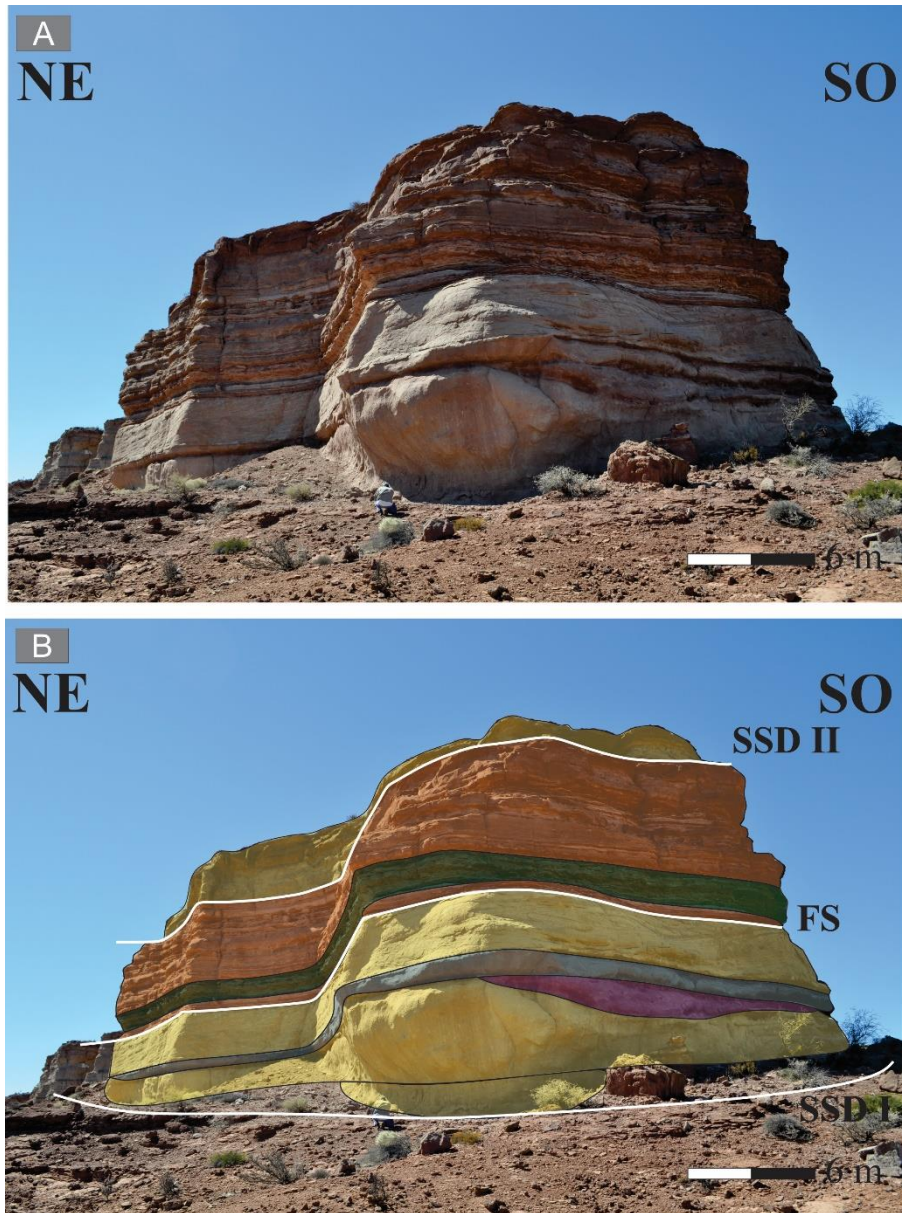


Figura 16. A) Vista panorámica de afloramientos en el Cañadón de Las Tortugas en dirección NE-SO. B) Interpretación de los elementos arquitecturales y señalización de las superficies de mayor jerarquía. El intervalo depositacional I queda delimitado por las superficies SSD I (Superficies de *Sand Drift* I) y FS (*Flooding Surface*). El intervalo II entre FS y SSD II (Superficies de *Sand Drift* II). Referencias: E.A. de dunas eólicas (Amarillo), E.A. de interdunas húmedas (Celeste), E.A. de Canales fluviales (Violeta), E.A. de flujos no canalizados proximales (Naranja) y E.A. de flujos no canalizados distales (Verde)

Las características de la Superficie de Inundación identificada en el tope del intervalo sugieren que el sistema de depositación de dunas eólicas que se presentaba hasta el momento cesó su acumulación, fue erosionado a un mismo nivel y con posterioridad, procesos relacionados a flujos sebáceos comenzaron a depositar sedimentos en forma de depósitos no canalizados proximales (Mountney, 2006).

6.2. ETAPA II

6.2.1. Descripción general y límites del intervalo

Este intervalo está integrado en gran proporción por sedimentos que fueron retrabajados por flujos de carácter álcico. De forma secundaria, son destacables procesos de decantación que generan niveles distinguibles en todo el afloramiento. Los elementos arquitecturales que constituyen a este intervalo son depósitos de flujos no canalizados proximales y depósitos de flujos no canalizados distales. La geometría del intervalo es tabular a lo largo de todo el sector estudiado y su espesor varía entre 6 y 7 m (Figura 16 y 17).

La base de este conjunto de estratos está conformada por la superficie de inundación neta y plana de gran magnitud descrita en el intervalo depositacional anterior. La sucesión que representa este intervalo culmina con un nivel marcado muy bioturbado que se encuentra endurecido. El techo de este nivel conforma una superficie destacada a lo largo de todo el afloramiento la cual representa un periodo de estabilidad y/o no depositación (Collison *et al.*, 2006). La misma subyace a depósitos de origen eólico por lo que se la podría definir según Clemmensen & Tirsgaard (1990) como una superficie de *Sand Drift* (Superficie de *Sand Drift* II).

Por encima de la Superficie de Inundación que afecta a toda el área de estudio, se encuentran depósitos de areniscas laminados horizontalmente que se agruparon en depósitos de flujos no canalizados proximales. A través de una superficie bien neta de forma plana, por encima de estos, se desarrollan cuerpos de carácter distal cuyo origen se relacionó con la decantación de material fino en suspensión. En primer instancia se encuentra un cuerpo fangolítico que representa la estabilización de un cuerpo de agua perenne o semi-perenne que permitió la decantación de los sedimentos (Collinson *et al.*, 2006). Luego, aparecen cuerpos de arenas que erosionan los depósitos anteriores, ambos vinculados por una superficie irregular. Por último en este segmento de carácter distal, se desarrolla una secuencia heterolítica donde hay intercalación de depositación tractiva y suspensiva.

De manera abrupta y a través de un contacto irregular se desarrollan nuevos elementos arquitecturales de depósitos de flujos no canalizados proximales conformados por facies masivas y con laminación convoluta asociadas. Los mismos desarrollan un espesor más considerable respecto a los proximales inferiores y poseen carácter erosivo muy marcado, como la presencia de límites irregulares e intraclastos de grano arena muy fina color rojizo en la base. A partir de estas características, se puede determinar que la energía de los flujos que los originaron fue superior, lo que representa condiciones más proximales que los elementos inferiores (Fisher *et al.*, 2007).

Al continuar con el análisis de la sección se puede visualizar como los depósitos pasan a arenas finas con laminación entrecruzada planar o en artesa; o con laminación horizontal. A su vez, asociado a la ocurrencia de estas facies, que también fueron asignados a elementos de depósitos no canalizados proximales, aumenta la frecuencia en la que se encuentran niveles bioturbados. Es decir, que la bioturbación se hace visible en la parte superior de este intervalo.

6.2.2. Interpretación paleoambiental

Los primeros cuerpos de flujos no canalizados proximales representan la instalación de un sistema fluvial efímero por encima de los depósitos eólicos anteriormente desarrollados. La acumulación dentro de este sistema depositacional se interpreta como producto de sucesivos flujos unidireccionales episódicos y en manto, que en un principio depositaron sedimentos de forma tractiva en sectores próximos al área fuente, y luego, una vez desacelerados, permitieron la decantación del material más fino formando cuerpos sedimentarios en sectores donde el agua se estancaba (Fisher *et al.*, 2007). La presencia de depósitos más gruesos intercalados en los elementos de flujos no canalizados distales sugieren que distintos eventos de inundación de alta energía llegaban hasta las partes más alejadas logrando incidir sobre sedimentos del sustrato más fino (Cain *et al.*, 2009).

La superposición de facies proximales en la base del intervalo que evolucionan a facies distales se puede interpretar como un arreglo retrogradante del sistema. La interrupción de esta secuencia por nuevas facies proximales se puede asociar a una nueva progradación del sistema, a partir de la cual se desarrolla otro ciclo retrogradante para la sucesión. Este nuevo ciclo en el sistema se interpreta por la mayor proporción de depósitos de bajo régimen de flujo y el aumento de la frecuencia en la que ocurren los niveles bioturbados hacia el techo. Por lo tanto, a medida que evoluciona el sistema hacia el tope del intervalo se observa una reducción de la energía de los flujos que se puede correlacionar con una disminución en la disponibilidad de agua en el sistema y un aumento en la bioturbación. La abundancia de estos horizontes alterados (Facies Ab) indican que estos depósitos efímeros eran estabilizados cíclicamente entre sucesivos episodios de acumulación (Cain *et al.*, 2009).

La sucesión relacionada a depositación por procesos subácueos finaliza en una superficie que fue denominada como superficie de *Sand Drift* II. Esta representa un periodo de erosión de sedimentos subyacentes de carácter fluvial y desarrollo de un sistema de depositación eólica en el cual se generó acumulación con posterioridad (Clemmensen & Tirsgaard, 1990).

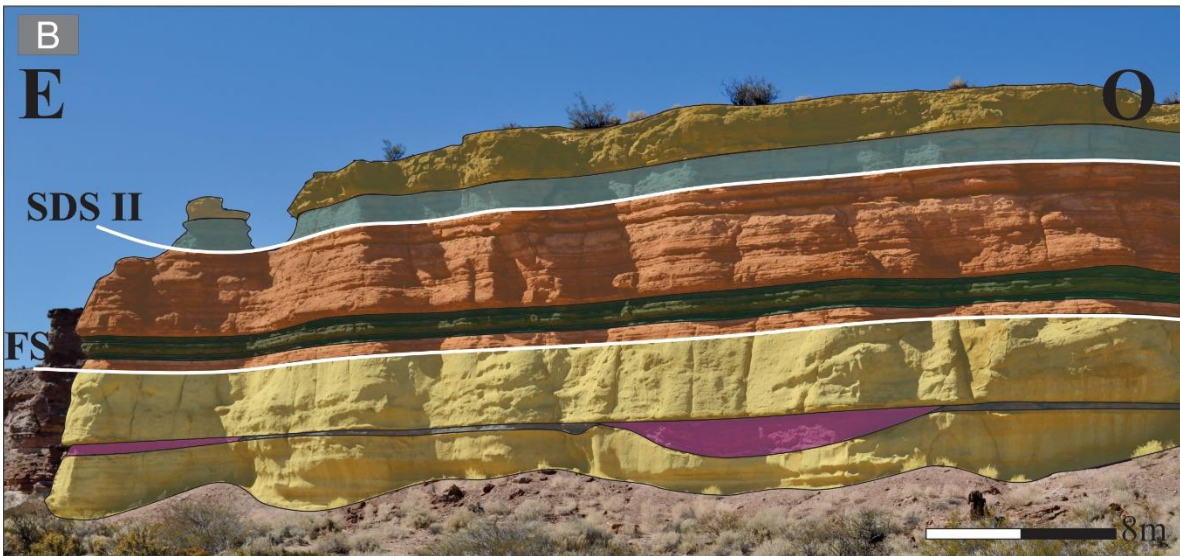


Figura 17. A) Vista panorámica de afloramientos en el Cañadón de Las Tortugas en dirección E-O. **B)** Interpretación de los elementos arquitecturales y señalización de las superficies de mayor jerarquía. El intervalo depositacional I queda definido por debajo de FS (*Flooding Surface*). El intervalo II entre FS y SSD II (Superficies de *Sand Drift* II). Por encima de SSD II se encuentra el intervalo depositacional III. Referencias: E.A. de dunas eólicas (Amarillo), E.A. de interdunas húmedas (Celeste), E.A. de Canales fluviales (Violeta), E.A. de flujos no canalizados proximales (Naranja) y E.A. de flujos no canalizados distales (Verde).

Todos los procesos que ocurrieron durante la acumulación de este intervalo representan distintos momentos en la evolución temporal y espacial de un mismo sistema fluvial efímero. Analizando las energías de los flujos que originaron los distintos depósitos se puede interpretar que la sucesión fue conformada por variaciones en la disponibilidad de agua asociada a cambios climáticos.

6.3. ETAPA III

6.3.1. Descripción general y límites del intervalo

El último intervalo del Cañadón de Las Tortugas se conforma en toda su extensión por depósitos relacionados a un origen eólico. La parte superior de la sucesión estudiada se encuentra constituida principalmente por elementos arquitecturales de depósitos de dunas eólicas superpuestos. En algunos sectores en la porción basal de este intervalo superior se pueden observar cuerpos de interduna húmedas.

Este intervalo se desarrolla por encima de la superficie de *Sand Drift* II descrita con anterioridad y la erosión actual es la que limita la parte superior. La geometría del intervalo parece ser tabular aunque se dificulta su definición debido a que se encuentra limitado en su tramo superior por la erosión. El espesor del mismo tiene al menos 5 m en sus partes más reducidas pudiendo llegar a más de 20 m donde mejor se encuentra preservado.

El intervalo comienza en la mayor parte de la zona estudiada con areniscas finas masivas (Facies Ame) de espesores entre 0,5 y 1,5 m intercaladas con niveles bioturbados y areniscas finas con laminación entrecruzada planar y en artesa de 0,10 m de espesor interpretados como cuerpos de interdunas húmedas. Con la visualización del modelo virtual tridimensional se pudo observar como estos depósitos interdigitan con los depósitos de dunas eólicas. En el mismo se determinó que los espesores del paquete que posee interdunas húmedas se reduce en sentido NE y SO, aumentando su espesor en dirección SE (Figura 18).

A medida que se sube en la sección se puede visualizar como los depósitos eólicos cobran dimensiones más grandes y los espesores de los elementos de dunas eólicas empiezan a tener entre 6 y 8 metros. La dirección principal en la cual se encuentran las diferentes caras de avalanchas estudiadas en estos sets de areniscas entrecruzadas es N100° (Figura 19).

Limitando los distintos cuerpos de dunas eólicas se reconocen superficies que inclinan al SE entre 2 y 3° (Anexo 2). Por lo tanto, debido que se presentan de forma oblicua a las caras de avalanchas de las dunas eólicas pero en similar dirección, se asigna a estas superficies internas que limitan a diferentes elementos como superficies de sobreimposición (Mountney *et al.*, 1999; Mountney, 2006) (Figura 20).

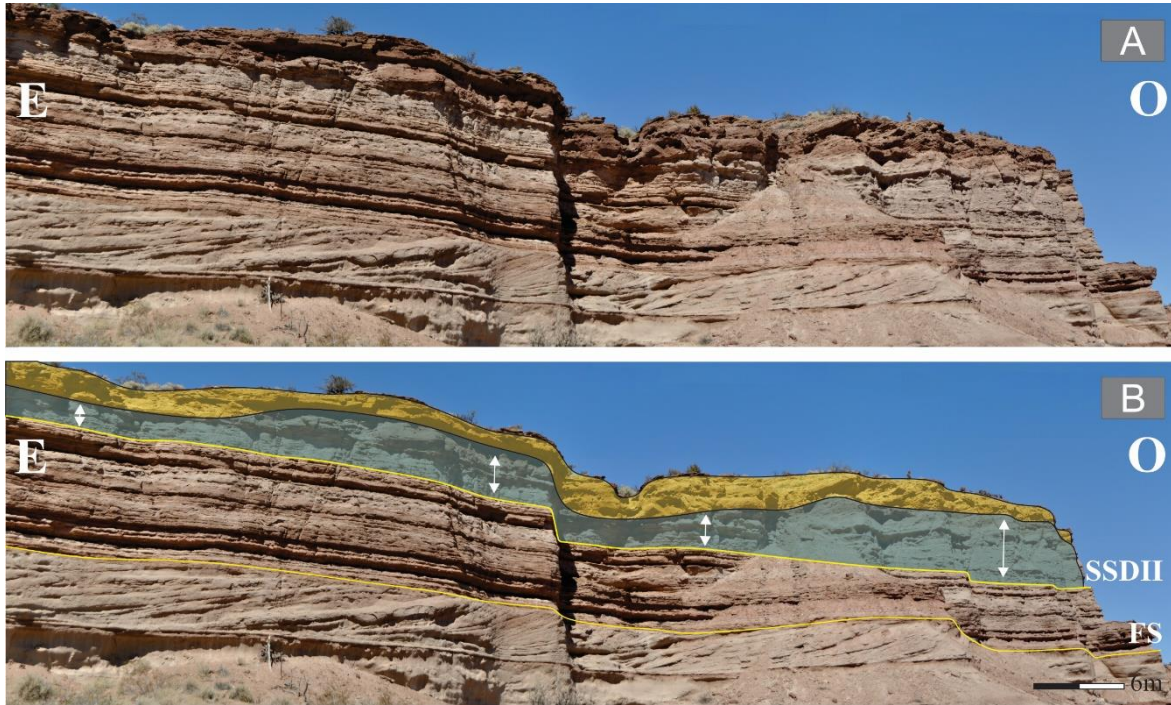


Figura 18. A) Imagen panorámica de los afloramientos en el sector estudiado en sentido E-O. B) Interpretación de los depósitos superiores. Nótese el cambio de espesor de los elementos de interduna húmedas (en celeste) por debajo de los depósitos de dunas eólicas (en amarillo). Referencias: SSDII: Superficie de *Sand Drift* II. FS: *Flooding Surface*.

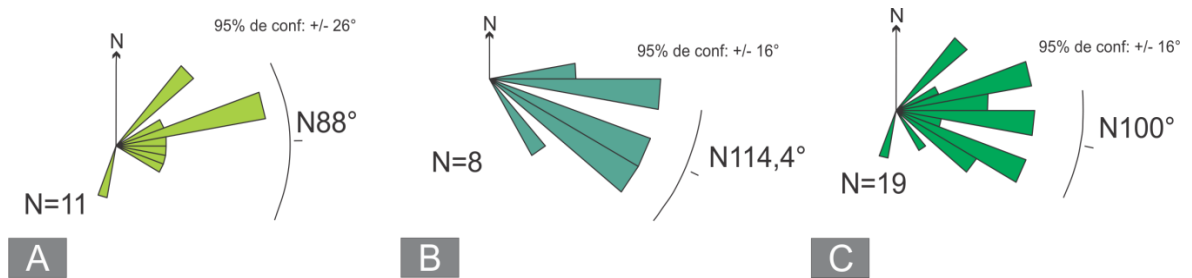


Figura 19. Paleocorrientes de la Etapa III. A) Diagrama de rosas con todas las paleocorrientes medidas en estratos de origen eólico en el intervalo superior en el campo con brújula. B) Diagrama de rosas con las paleocorrientes medidas en estratos de origen eólico en el intervalo superior en el modelo tridimensional de afloramiento. C) Diagrama de rosas con todas las paleocorrientes medidas en estratos de origen eólico en el intervalo superior. Ver mediciones en el Anexo 11.1.

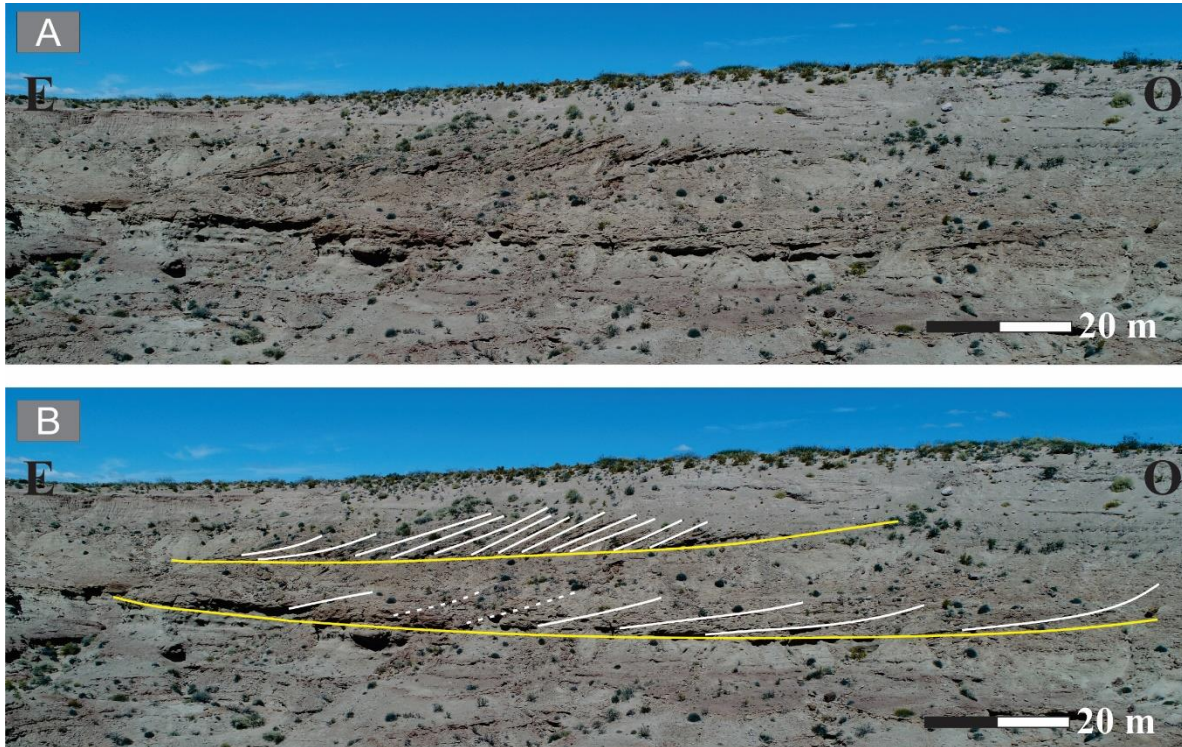


Figura 20. **A)** Vista panorámica E-O de los afloramientos en la parte superior de la sección de estudio del Cañadón de Las Tortugas. **B)** Interpretación de las diferentes estructuras entrecruzadas (lineado blanco) y superficies de sobreimpósición (lineado amarillo) en los afloramientos de misma figura que en A.

6.3.2. Interpretación paleoambiental

Como se mencionó anteriormente, la Superficie de *Sand Drift II*, que marca la base de este intervalo, representa la instalación de un sistema eólico. Dada la escala de los elementos arquitecturales estudiados para este intervalo depositacional y la presencia de superficies de sobreimpósición se asume que se trató de sistemas eólicos con mayor complejidad. Es decir que estos depósitos representan la migración de dunas sobreimpuestas sobre una forma parental de mayor tamaño, o *draa* (Mountney *et al.*, 1999; Mountney, 2006). El estudio de las paleocorrientes medidas en los sets entrecruzados se puede interpretar que estas formas de lecho habrían constituido dunas complejas, móviles transversales, aunque la forma en planta de las crestas debió tener cierta sinuosidad debido a que los datos aparecen con cierta dispersión (Mountney, 2006). Por otra parte, la forma relativamente planar de las superficies limitantes y la similar dirección de buzamiento que presenta con las caras de avalanchas de los distintos sets de entrecruzados permite asignarle al *draa* la forma transversal según la clasificación de McKee (1979). Por lo tanto, al tratarse de dunas sobreimpuestas conformando un sistema de *draa*, ambas formas transversales, se habría tratado de formas compuestas (*sensu* Mountney, 2006).

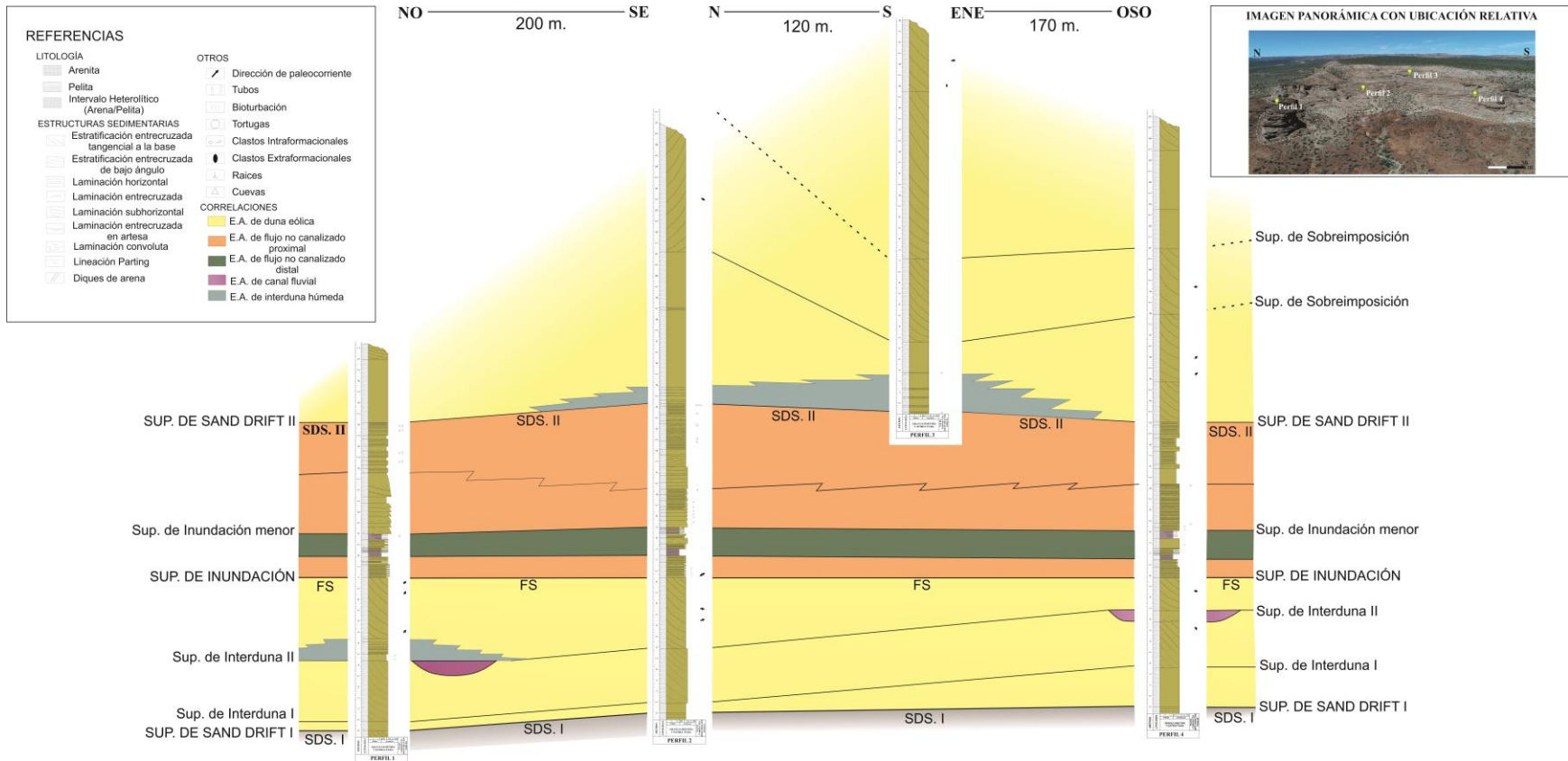


Figura 21. Correlación de perfiles y vinculación de elementos arquitecturales y superficies importantes en el espacio. Para ver los perfiles en detalle, ver Anexo 3.

7. MODELO DEPOSITACIONAL

Según Mountney (2006) los modelos propuestos para sistemas de *erg* están caracterizados por un cambio progresivo desde un centro de *erg* de condiciones secas, pasando por un sector húmedo donde el control lo ejerce la franja capilar cercana a la superficie, a un margen de *erg* donde el nivel freático es el factor determinante de la sedimentación, hasta un margen de *erg* exterior totalmente húmedo donde operan procesos fluviales y ocurren inundaciones periódicas. De esta forma se representa la transición espacial desde un sistema eólico seco a uno húmedo (Figura 1).

Las secuencias preservadas dentro de la sección media-superior de la Formación Candeleros (Cretácico Tardío), expuestas en el Cañadón de Las Tortugas dentro el Área Paleontológica La Buitrera, están caracterizadas por la combinación de elementos arquitecturales que denotan una compleja interacción entre depósitos fluviales y eólicos. Estas relaciones de procesos se generan como consecuencia de contracciones y expansiones en los límites del campo de dunas denominado como Kokorkom (Apesteguía *et al.*, 2016), el cual tuvo una extensión de al menos 800 km² abarcando el sector centro oeste de las provincias de Río Negro y Neuquén.

Los márgenes de *erg* contienen una variedad de facies como mantos efímeros, sistemas fluviales estancados y canalizaciones (Langford & Chan, 1988, 1989) y trenes de dunas que continúan migrando en la dirección del viento con un fuerte control del nivel freático (Mountney *et al.*, 2004). Esta intrincada asociación de procesos es la que se ve reflejada en el sector estudiado, por lo que se establece que en Cañadón de Las Tortugas los depósitos son consecuencia de interacciones que suceden en un margen de *erg*.

En términos generales, la evolución de la secuencia estudiada se puede dividir en tres etapas delimitadas por 3 supersuperficies (*sensu* Kocurek, 1988) que marcan cambios sustanciales en las condiciones de depositación y acumulación que presentaban los sistemas que acumularon estos intervalos (Mountney, 2006). Por lo tanto, debido a la variabilidad espacial y temporal que este sistema de margen de *erg* sufrió a lo largo de su historia se introducen 3 modelos conceptuales para representar sendos estadios de evolución.

Por encima de la superficie de *Sand Drift I*, que marca el comienzo de la sección estudiada, existe un intervalo marcado por una fuerte influencia eólica. En primera instancia, dado que no existen evidencias de acumulación de depósitos controlados por el nivel freático, se interpreta que se desarrolló un sistema eólico de carácter seco (Havholm *et al.*, 1993). El mismo se encontraba escalonando, generando de esta forma acumulación (Mountney, 2006). A medida que el sistema evolucionó, las condiciones de humedad aumentaron y comenzaron a desarrollarse interdunas de

carácter húmedo las cuales funcionaban de corredores para incursiones fluviales más o menos canalizadas (Al-Mashary & Mountney, 2015). Esto representa, por consiguiente, la instalación de un sistema eólico de carácter húmedo (Mountney *et al.*, 2004). El tren de dunas eólicas simples de forma transversal que conforma el sistema húmedo superior tenía una dirección de migración preferencial al E-NE (dirección media 75°, Anexo 1).

A modo de síntesis, se puede establecer que la Etapa I estuvo caracterizada por el desarrollo de un sistema eólico seco que evolucionó a uno de tipo húmedo dominado por formas simples que migraban hacia el NE (Figura 22).

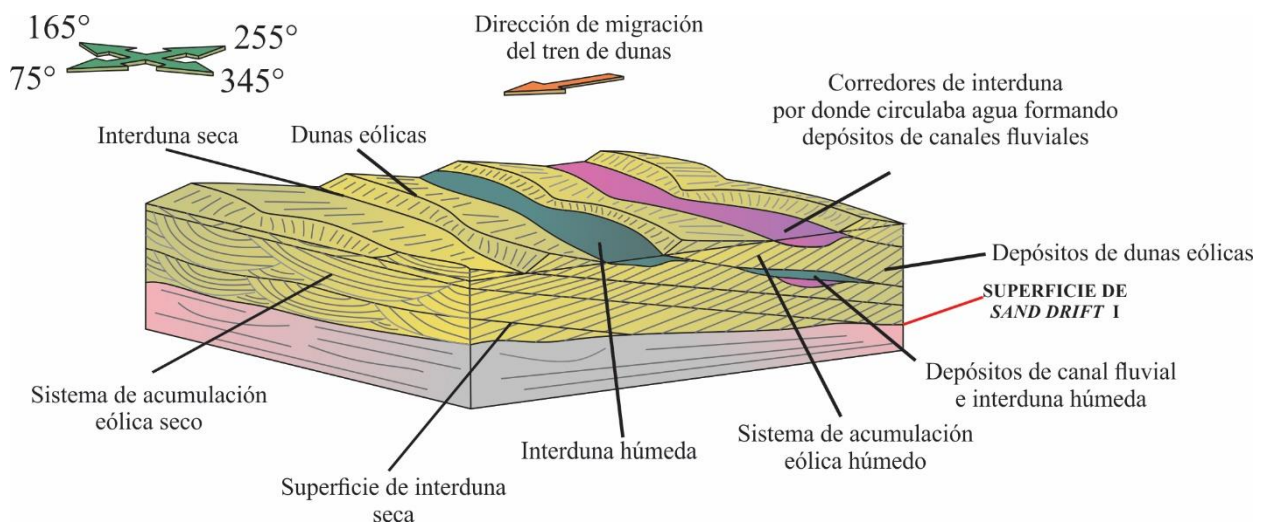


Figura 22. Modelo conceptual de acumulación para los depósitos correspondientes a la Etapa I. Se pueden observar los diferentes tipos de interdunas: secas, húmedas e inundadas.

Luego de un episodio de deflación/*bypass* y posterior inundación del sistema (representado por una Superficie de Inundación, *Flooding Surface*), se desarrollan los depósitos correspondientes a la Etapa II, constituidos esencialmente por depósitos asociados a procesos sedimentarios consecuencia de actividad fluvial, mayormente corrientes subácueas efímeras, no canalizadas. Para esta sección se puede identificar la transición entre elementos arquitecturales de carácter proximal y distal. Esta transición refleja los cambios en la arquitectura fluvial de mayor escala producto de pérdidas en la transmisión de flujos y reducciones en el gradiente (Cain *et al.* 2009). El intervalo comienza con facies de carácter proximal que pasan verticalmente a facies de carácter distal (Figura 23A). El mismo se continúa con facies de carácter proximal. En parte inferior de este paquete se identifican facies con bases irregulares lo que supone una alta energía de los flujos (Fisher *et al.*, 2007). A su vez, dentro del paquete superior se puede hacer una distinción en la energía del flujo que produjo los depósitos. Es decir que hacia la parte superior, el mismo transita a

facies con óndulas, laminación horizontal y bioturbación que suponen una disminución en la energía de flujo.

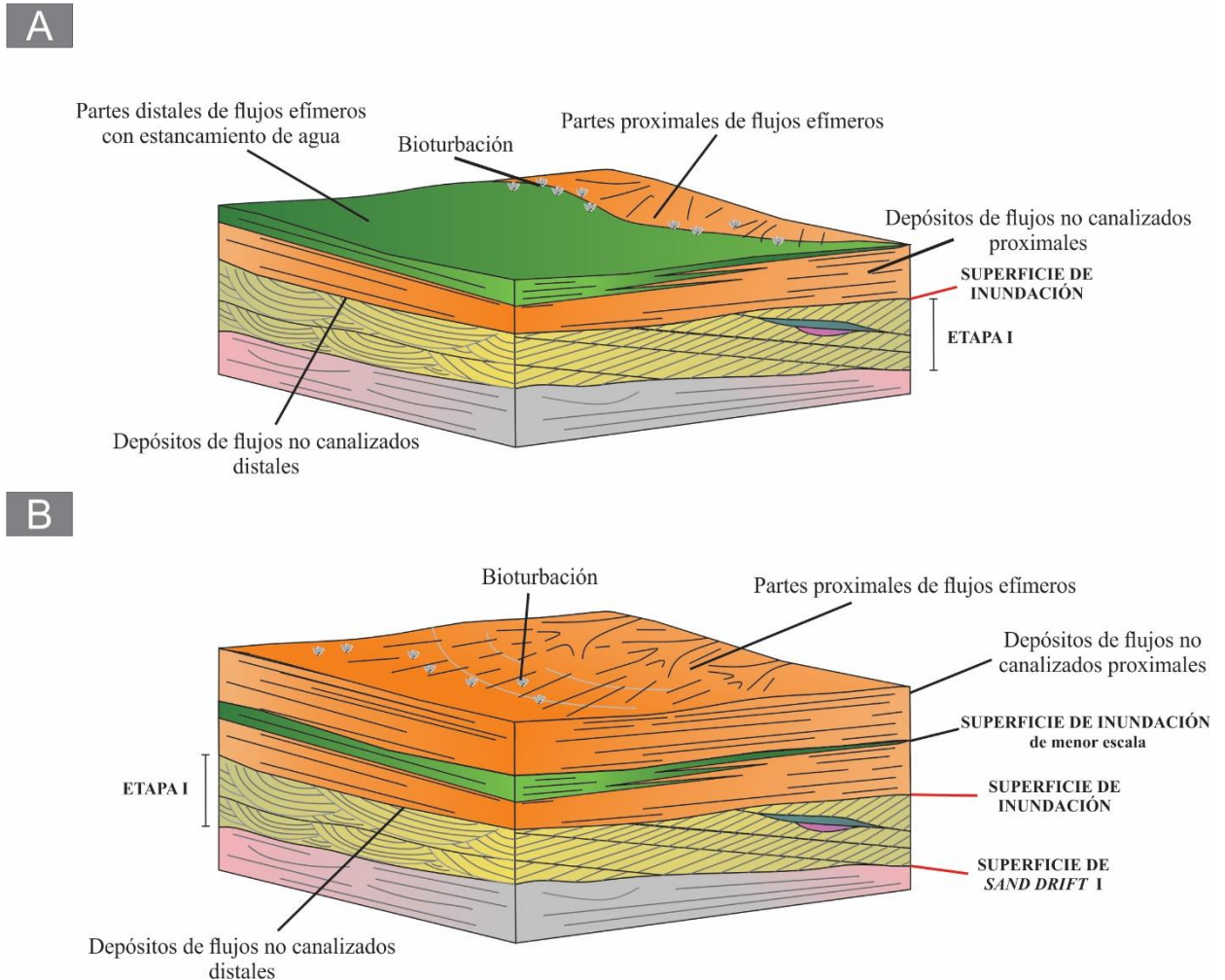


Figura 23. A) Modelo conceptual de acumulación para los depósitos correspondientes a la Etapa II, primer estadio. **B)** Modelo conceptual de acumulación para los depósitos correspondientes a la Etapa II, segundo estadio. Se puede observar como la actividad biológica se asocia a las partes de menor energía de flujo dentro de los depósitos no canalizados proximales.

La distribución de estos elementos arquitecturales permite inferir que el sistema fluvial efímero que construyó esta Etapa II experimentó dos ciclos de retroceso. Estos ciclos se pueden deber a una transición a condiciones más áridas que implica un retiro de la actividad fluvial y una expansión de la actividad en el campo de dunas eólicas (Cain *et al.*, 2009). Por lo tanto, el contacto entre las facies distales subyacentes y las facies proximales suprayacentes, que se da mediante una superficie erosiva, representaría una nueva inundación del sistema, donde los sistemas fluviales

efímeros proximales volvieron a progradar sobre aquellos que eran de carácter más distal (Figura 23B).

La Etapa III, por su parte, representa nuevamente la expansión del paleoerg, desde condiciones húmedas donde existía un sistema eólico de carácter húmedo (Mountney, 2006) hasta condiciones secas representadas por sistemas eólicos con dunas de grandes dimensiones y con complejidad interna dada por la presencia de superficies de sobreimposición (Figura 24). La presencia de este tipo de superficies permite afirmar la presencia de gran aporte de material y la existencia de formas de lecho de mayor escala, es decir *draa* (Mountney, 2006).

En el principio de la Etapa III, como al final de la Etapa I, la reducida escala de los depósitos de dunas e interdunas se puede interpretar como producto de la disminución en la disponibilidad de sedimento debido al elevado nivel freático. Este fenómeno, además de que habría promovido una reducción en el tamaño de las dunas, al igual que para el intervalo I también podría haber provocado la interconexión de los huecos de interduna para formar largos corredores (Mountney *et al.*, 2004).

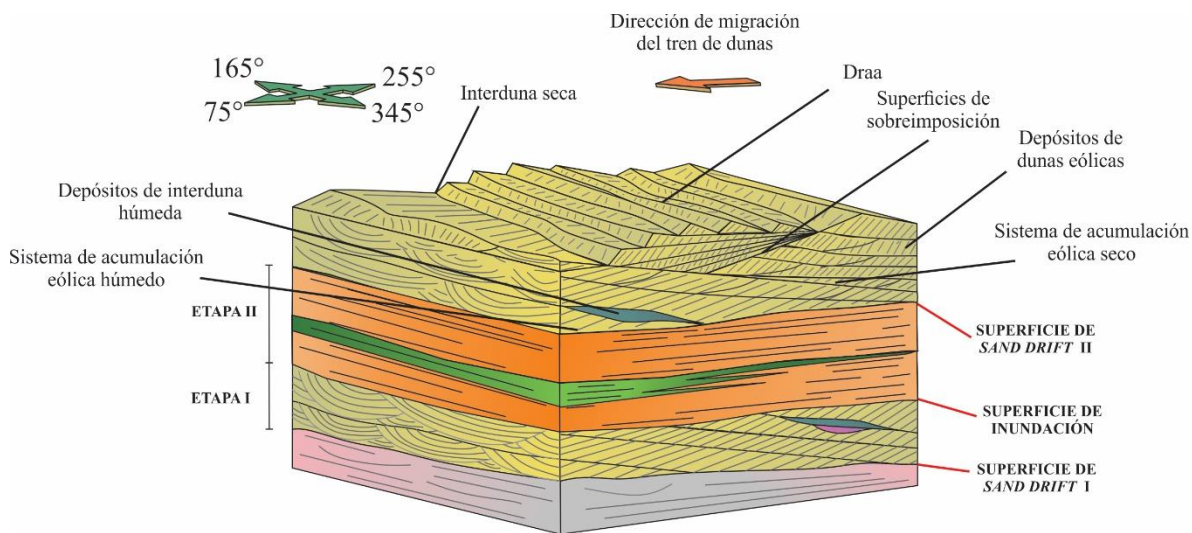


Figura 24. Modelo conceptual de acumulación para los depósitos correspondientes a la Etapa III. Se puede observar la transición de un sistema húmedo a uno seco asociado a una potencial expansión del erg, condiciones de menor humedad y desarrollo de *draa*.

En términos generales, se puede decir que la sección estudiada muestra una transición de condiciones secas a húmedas, para luego volver nuevamente a condiciones secas (Figura 25). Estas variaciones se ven reflejadas en una primera expansión del paleoerg Kokorkom, seguida por una contracción representada por los depósitos asociados a la Etapa II, y por último, una nueva

expansión de los límites de este antiguo campo de dunas. Por lo tanto, el estudio de esta sección de la Formación Candeleros en el sector del Cañadón de Las Tortugas introduce un modelo depositacional que denota las variaciones espaciales y temporales de la evolución de un margen de erg.

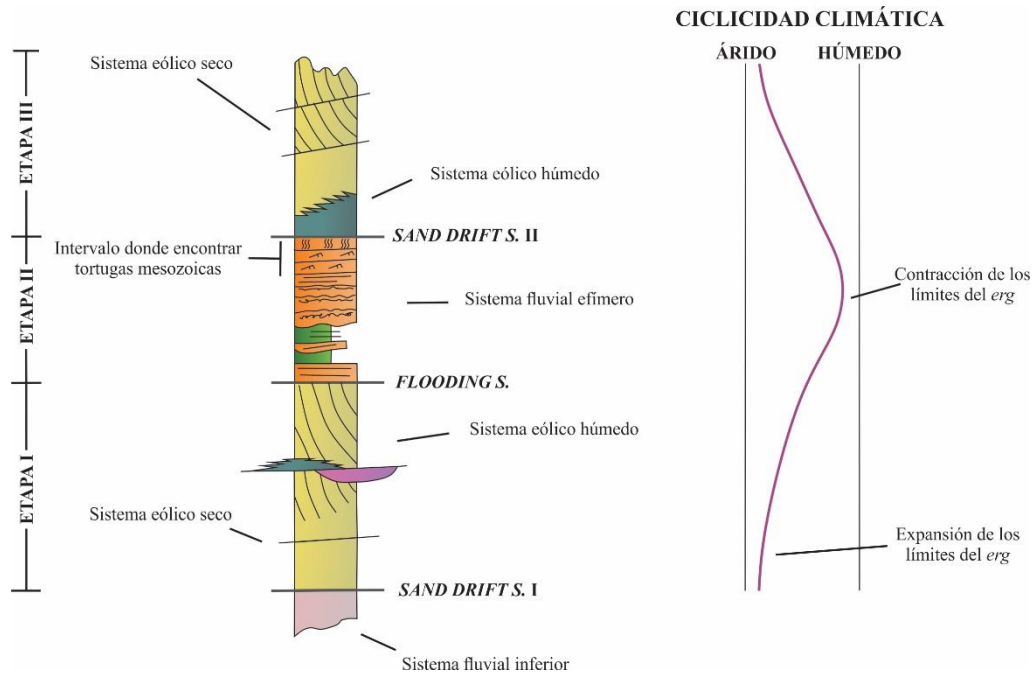


Figura 25. Esquema de columna analizada en el Cañadón de Las Tortugas en el Área Paleontológica de La Buitrera con señalización de las etapas evolutivas identificadas. Al costado derecho de la columna se hace una inferencia de las variaciones climática donde se analizan las condiciones de humedad/aridez al momento de la sedimentación.

8. DISCUSIÓN

A partir del estudio sedimentológico y estratigráfico de detalle de los depósitos de la Fm. Candeleros en el Cañadón de las Tortugas se pudieron observar interacciones fluvio-eólicas que poseen diferentes escalas tanto espaciales como temporales. En primera instancia, durante la Etapa I, la instalación de un sistema eólico húmedo con corredores inundados por canales fluviales se puede asociar a un tipo de interacción espacial a escala de elemento arquitectural que podría corresponder al tipo de interacción 1 de Al-Masrahy & Mountney (2015) donde las direcciones de los flujos fluviales que retrabajan los depósitos eólicos creando depósitos de canales fluviales están orientadas paralelas o casi paralelas a las crestas de las dunas eólicas (Figura 26).

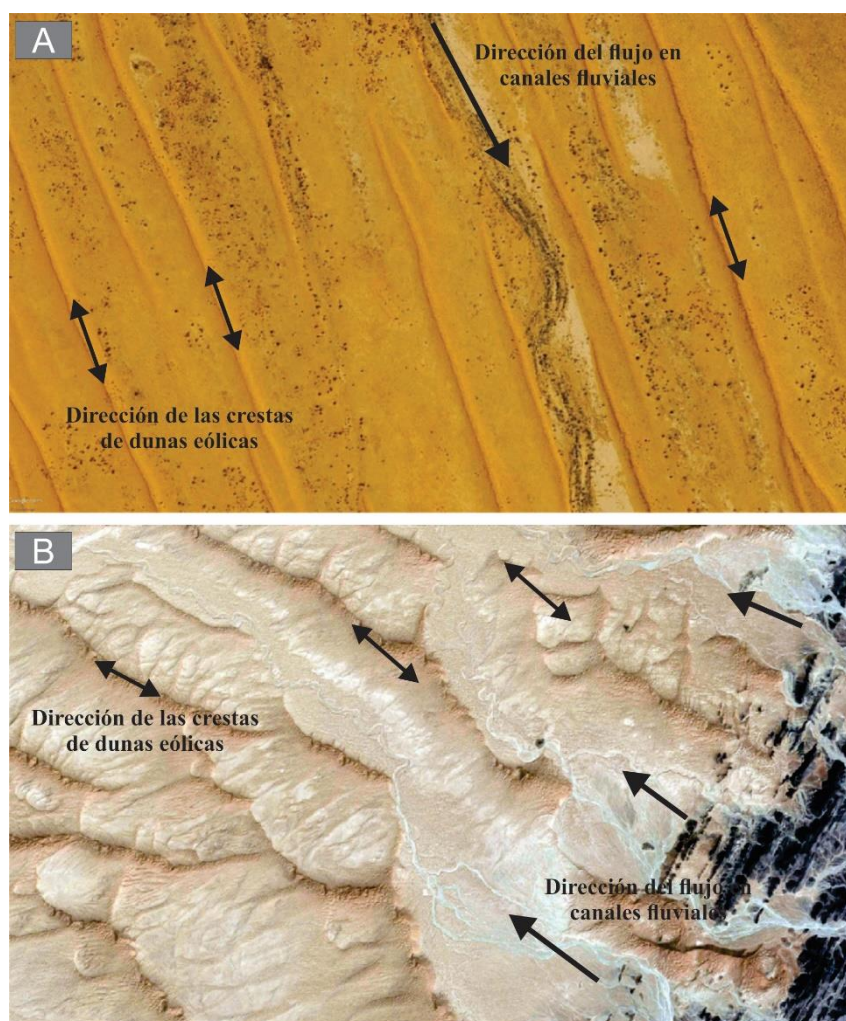


Figura 26. Incursiones fluviales paralelas a las crestas de dunas eólicas. **A)** Northern Simpson Desert, Australia. **B)** Kharan Desert, Provincia de Baluchistan, Pakistan. Modificado de Al-Masrahy & Mountney (2015).

Por otra parte, cuando se analiza el registro geológico del Cañadón de Las Tortugas se observa una interacción fluvial-eólica de mayor escala y que representa cambio en las condiciones de

acumulación de mayor magnitud. Las contracciones y expansiones del erg que se traduce en la existencia de depósitos predominantemente eólicos (Etapas 1 y 3) y fluviales efímeros (Etapa 2), en este caso, se pueden pensar como una interacción de más largo término y con más extensión espacial (Langford & Chan, 1989).

La historia evolutiva de la sección estudiada está representada en el registro no sólo por las rocas que lo forman, sino también por las superficies que las limitan. El estudio del registro de la Formación Candeleros permite hacer interpretaciones básicas sobre cuáles fueron los parámetros que controlaron la preservación de la columna sedimentaria. En términos simples y haciendo una discusión asumiendo que el contexto tectónico en el cual se depositaron estos sedimentos era de una cuenca de antepaís con subsidencia relativamente constante, se puede analizar otros parámetros que controlaron la acumulación del erg y sus depósitos relacionados.

Las construcciones de los ergs están controladas por el aporte de sedimento, la disponibilidad de los sedimentos para entrar en el flujo eólico y las características del agente eólico para transportar sedimento (Kocurek *et al.*, 1999), mientras que la acumulación y la preservación de las sucesiones que constituyen los campos de dunas, si se deja de lado la subsidencia o mecanismos de preservación excepcional, están controladas por las variaciones temporales y espaciales que existen en el nivel freático (Havholm *et al.*, 1993).

En los sistemas eólicos secos, la acumulación usualmente ocurre cuando existe un exceso en el aporte de sedimento que está disponible para ser transportado y porque el viento saturado sufre una desaceleración en la dirección del flujo, por ejemplo como resultado de expansión de flujo cuando se adentra en cuencas topográficas. De esta manera, formas de lecho crecen al punto donde empiezan a escalonarse (Kocurek *et al.*, 1999).

En cambio, la acumulación en las sucesiones que representan un sistema eólico húmedo están controladas principalmente por un ascenso progresivo del nivel freático que se da a la par del avance de sucesivos trenes de dunas (Mountney *et al.*, 2004). Por lo tanto, en estos sistemas la superficie de acumulación se rige por cambios en el nivel freático, ocurriendo acumulación durante periodos de ascenso del mismo, y *bypass* o deflación durante periodos donde el nivel está estático y descendiendo respectivamente (Kocurek *et al.*, 1999). La variación que existe entre el nivel freático en relación a la superficie de depositación va a determinar el tipo y la naturaleza de los procesos sedimentarios que ocurrirán en las interdunas, variando de interdunas secas, a húmedas hasta inundadas. (Mountney *et al.*, 2004).

La acumulación de los depósitos eólicos del intervalo I se puede interpretar como consecuencia de un ascenso progresivo del nivel freático. Un sistema eólico de características secas

evolucionó a sistema eólico húmedo hacia el tope del intervalo. En cambio, en la etapa III, el paso de un sistema eólico húmedo hacia uno seco representa el descenso relativo del nivel freático lo cual, a su vez, coincidió con la construcción de sistemas de mayor envergadura. De esta forma, periodos donde el ascenso relativo del nivel freático tiene lugar, se pueden asociar a tiempos en los que los campos de dunas se contraen. En cambio, cuando el nivel freático desciende, los campos de dunas se expanden.

A lo largo de la sucesión registrada para el sector estudiado, se pueden observar distintas superficies de las cuales dos de ellas son superficies de *Sand drift* (Clemmensen & Tirsgaard, 1990). Estas discontinuidades son descritas como superficies que separan depósitos fluviales subyacentes de eólicos suprayacentes. Ambos autores sugieren que estas superficies se forman en cualquier ambiente que esté sufriendo un periodo de desecación lo que también se traduce en una caída del nivel freático (Clemmensen & Tirsgaard, 1990).

Otras superficies que se destacan en la sección analizada, son las superficies de inundación (*Flooding surfaces*) (Langford & Chan, 1989). Estas superficies, como su nombre lo indica, son producto de inundaciones fluviales sobre antiguos sistemas eólicos. Aunque, otros autores como Fryberger (1993) destacan que su génesis no es exclusivamente producto de agentes fluviales, sino que también existen relacionadas a ambientes lacustres o marinos, aunque las más frecuentes son aquellas con una génesis relacionada al ascenso del nivel freático. El estudio de ambientes modernos permitió hacer la observación como eventos de lluvia resultan en un rápido ascenso del nivel freático que inunda el sistema (Fryberger, 1993). Debido al carácter neto y plano que presenta la superficie de inundación analizada en el sector estudiado, se interpreta que la misma se corresponde también con una superficie de Stokes. Estas superficies dentro de los depósitos eólicos son causadas por la erosión del viento de material inconsolidados dejando una superficie relativamente plana (Stokes, 1968). De esta forma, la presencia de agua subterránea cerca de la superficie ejerce un control importante en la erosión que pueda ejercer el viento a la hora de formar superficies de este estilo (Fryberger *et al.*, 1988).

En base a lo analizado se construyó un diagrama de Barrell (Barrell, 1917) que describe un posible escenario de condiciones de acumulación con las variaciones del nivel freático que podrían haber funcionado para preservar el registro estratigráfico de la sección media superior de la unidad estudiada (Figura 27).

De esta forma, la Etapa I comprende un periodo de acumulación en el cual la curva de la superficie de acumulación tiene una pendiente positiva. El paso de un sistema eólico seco a uno húmedo, como se observa para el registro de este intervalo, está representado por un ascenso

relativo del nivel freático lo cual se encuentra graficado mediante el acercamiento de ambas curvas. Luego, existió un tiempo en el cual hubo bypass y/o deflación, aquí las curvas descienden debido a que no hay acumulación. Durante este intervalo temporal se generó una Superficie de Stokes. De forma seguida, se creó una superficie de inundación (*Flooding Surface*) que está representada por la intersección de las curvas y el paso del nivel freático por encima de la superficie de acumulación. Desde ese momento, se instaló un periodo de erosión fluvial dando comienzo a la Etapa II. Durante ésta, seguido al desarrollo de la superficie de erosión basal, se empezaron a preservar los sistemas fluviales efímeros. La preservación de los depósitos se da durante el intervalo en el cual la curva retorna a su pendiente positiva. Sin embargo, dentro de esta etapa sucede otro periodo de erosión fluvial y un nuevo periodo de acumulación fluvial efímero. Limitando los depósitos correspondientes a la Etapa II se encuentra una superficie de Sand Drift la cual está reflejada con la intersección de las curvas, pasando el nivel freático a estar por debajo de la superficie de acumulación. De esta manera, comienza la Etapa III. Dado que en el registro geológico de este periodo se observa la evolución de un sistema eólico húmedo a un sistema eólico seco se puede interpretar un distanciamiento de las superficies de acumulación y de nivel freático durante un periodo de acumulación en pendiente positiva.

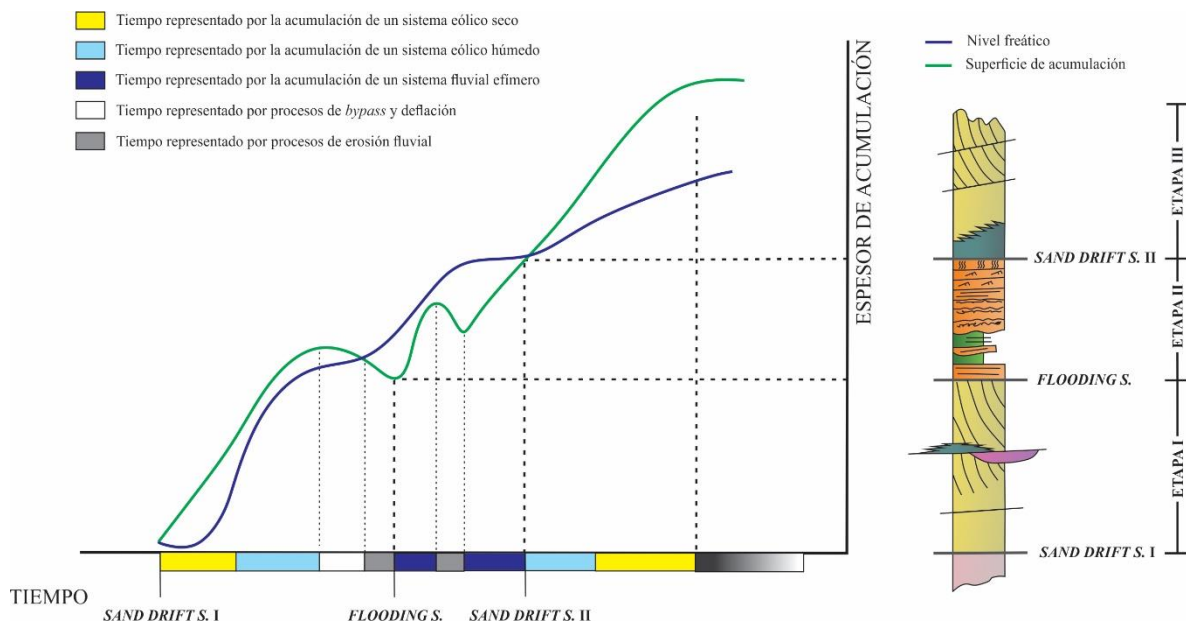


Figura 27. Diagrama de Barrell (Barrell, 1917) ilustrando una posible combinación de superficie de acumulación (línea verde) y variación de nivel freático (línea azul) para la preservación del registro de la sección media-superior de la Formación Candeleros en el sector Cañadón de Las Tortugas bajo un contexto de subsidencia asumido como constante en una cuenca de antepaís.

Por otro lado, una vez realizado este análisis paleoambiental y teniendo en cuenta el registro fósil encontrado en el sector de estudio, se puede determinar que el registro de tortugas mesozoicas en la localidad de estudio se halla preferentemente asociado a los depósitos fluviales no canalizados proximales en sus facies de óndulas y laminación horizontal. Es decir que en el tope de los depósitos asociados a la Etapa II (Figura 25). Este conjunto de facies representan el desarrollo de corrientes unidireccionales esporádicas lo que implica que el lugar donde se depositaron no era estable. Probablemente estos animales fueron incorporados a estos flujos fluidos de alta carga de material y fueron sepultados luego de un breve periodo de transporte.

En última instancia, es de importancia recalcar que el estudio de alta resolución se realizó sobre una localidad concreta de reducida extensión areal en comparación con la extensión del paleodesierto de Kokorkom por lo que el modelo depositacional interpretado para el sector es de carácter local. Dado que se estudiaron procesos e interacciones que ocurren en los márgenes del paleoerg, sería importante que se pueda trabajar en otras localidades donde estén representadas otras partes del mismo para definir la continuidad de las superficies que se interpretaron como importantes e identificar si todos los procesos y variaciones de parámetros de control afectaron de la misma manera. De esta forma, el estudio de localidades aledañas permitiría elaborar un modelo depositacional más complejo e integrador de todas las partes que constituyeron este antiguo campo de dunas. Por otro lado, serviría para verificar si el estudio de alta resolución realizado en la localidad del Cañadón de Las Tortugas es correlacionable con otros sectores de margen de erg. Por último, sería interesante hacer el análisis a una escala mayor para poder extrapolar los resultados obtenidos en el trabajo a otras localidades de similares características.

Si bien se identificaron variaciones en los factores que controlaron la depositación a una determinada escala temporal y espacial, sería de utilidad la observación a mayor escala para ver si la ciclicidad de estos procesos pueda tener expresión en otras partes de este sistema. De esta manera identificar múltiples escalas de variaciones de parámetros de control permite ajustar las interpretaciones entendiendo la complejidad de los procesos y las interacciones desde una perspectiva genética más acabada.

El trabajo realizado en el Cañadón de las Tortugas es importante para generar un marco paleoambiental donde vivían los animales encontrados en los depósitos. El contexto interpretado mediante este estudio permite hacer reconstrucciones de los ambientes en los cuales habitaban estos organismos de una forma más elaborada. Esto significa que, en este contexto, el registro de las tortugas se halla en depósitos asociados a periodos donde el margen de erg estaba contraído y existía mayor disponibilidad de humedad en el ambiente. Por último, sería interesante ver qué

características han sido desarrolladas por los animales para adaptarse a estos ambientes y realizar un estudio más elaborado de las trazas fósiles a modo de contribución de las interpretaciones.

9. CONCLUSIONES

El estudio de la sección media-superior de la Formación Candeleros en el Cañadón de Las Tortugas en el Área Paleontológica La Buitrera en el marco del trabajo final de licenciatura permitió caracterizar sedimentológicamente de manera efectiva a la unidad en este sector. Las facies identificadas y los procesos sedimentarios individuales responsables de su acumulación en conjunto, y la comprensión de las relaciones espaciales y temporales que existieron entre los mismos, dan una idea de con qué elementos y de qué forma los sistemas de margen de erg que incluyen depósitos tanto fluviales y eólicos interactúan en espacio y tiempo. Por otra parte, el estudio de las superficies que vinculaban a los diferentes elementos permitió tener presente que procesos de deflación, *bypass* y erosión fluvial quedan registrados mediante una discontinuidad y poseen la misma relevancia que los procesos de génesis que representan las rocas.

Con el análisis detallado de alta resolución realizado, se determinó que las interacciones fluvio-eólicas que dieron origen a los depósitos estudiados fueron en el contexto de margen de erg. A su vez, se logró identificar procesos de expansión y contracción de los márgenes del desierto Kokorkom a través del registro geológico. Por lo tanto, se determina que el análisis de los sistemas depositacionales que se dan en los márgenes de un erg es una herramienta importante para ayudar a entender las condiciones de los diferentes procesos que ocurrían en ese contexto y mejorar las reconstrucciones paleogeográficas, lo cual puede luego facilitar la comprensión de los sistemas eólicos a una mayor escala.

Por otra parte, la comprensión de la evolución temporal reafirma la influencia que tiene el nivel freático sobre el desarrollo de los sistemas de dunas eólicas y cómo en condiciones más húmedas los sistemas fluviales efímeros cobran relevancia. De esta manera, los depósitos estudiados en el Cañadón de Las Tortugas reflejan la transición de un sistema eólico seco, probablemente más cerca del centro del erg, que se transformó en uno húmedo el cual fue sustituido con posterioridad por un sistema fluvial con el aumento de las condiciones húmedas en el paleoambiente. Una vez que las condiciones de aridez empezaron a imperar nuevamente con el progresivo descenso del nivel freático, por encima de los niveles fluviales se desarrolló un sistema eólico húmedo que pasa transicionalmente a un sistema seco finalmente. De esta forma también se concluye que en sectores de margen de erg, con la contracción del campo de dunas, los mismos quedan expuestos a la invasión de flujos fluviales con más periodicidad.

En última instancia, sobre este sector de estudio determinado se acepta la hipótesis de trabajo a la escala de análisis pero con reservas, debido a que, si bien existieron elementos que corroboran la interacción de los procesos fluviales y eólicos, también existen aquellos (Intervalo II) que

demuestran que funcionó un sistema fluvial independiente con diversos procesos ajenos a los eólicos. Sin embargo, si el estudio se hace a una mayor escala, probablemente lo que a escala local se identifica como independiente, quizá se identifique como parte de un gran sistema de interacción fluvio-eólica en un margen de *erg*.

10. BIBLIOGRAFÍA

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

Allen, J. R. L. (1983), Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33, p. 237-293.

Apesteguía, S., Veiga, G.D., Sanchez, M.L., Argüello-Scotti, A., Candia-Halupczok, D.J., (2016). Kokorkom, el desierto de los huesos: Grandes dunas eólicas en la Formación Candeleros (Cretácico Superior), Patagonia Argentina. 11 Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina. General Roca. Actas.

Bridge, J. S. (1993). Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* v. 40, p. 801 -810.

Bridge, J.S. (2003). *Rivers and Floodplains*. Blackwell, Oxford, UK. 504pp.

Brookfield M. E. (1977), The origin of boundaries in ancient aeolian sandstones: *Sedimentology*, v. 24, p. 303-332.

Bullard, Joanna E., & Livingstone, Ian. (2002). Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area*, p. 8-16.

Bullard, J. E., & McTainsh, G. H. (2003). Aeolian – fluvial interactions in dryland environments : examples, concepts and Australia case study, 4, 471–501.

Cain, Stephen A. & Mountney, Nigel P. (2009). Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: The permian organ rock formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology* v 56, p. 1774-1800.

Candia Halupczok, D. J., Sánchez, M. L., Veiga, G. D., & Apesteguía, S. (2017). Dinosaur tracks in the Kokorkom Desert, Candeleros Formation (Cenomanian, Upper Cretaceous), Patagonia Argentina: Implications for deformation structures in dune fields. *Cretaceous Research*, 1–13.

Cazau, L.B., Uliana, M.A., (1973). El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5 Congreso Geológico Argentino. Actas 3, p. 131-163. Buenos Aires.

Clemmensen, L. B. & Tirsgaard, H. (1990). Sand-drift surfaces: A neglected type of bounding surface. *Geology*, 18, p. 1142-1145

- Collinson, J. D., Mountney, N. P., & Thompson, D. B. (2006). *Sedimentary structures*. Terra Publishing. 292 pp.
- De Ferrariis, C., (1968). El Cretácico del norte de la Patagonia. 3 Jornadas Geológicas Argentinas. Actas 1, p. 121-144.
- Dingus, L., Garrido, A.C., Scott, G.R., Chiappe, L.M., Clarke, J. & Schmitt, J.G. (2009). The litho-, bio-, and magnetostratigraphy of titanosaurian nesting sites in the Anacleto Formation at Auca Mahuevo (Campanian, Neuquén Province, Argentina). En: Barry Albright III, L. (Ed.): *Papers on Geology, Vertebrate Paleontology, and Biostratigraphy in Honor of Michael O. Woodburne*. Museum of Northern Arizona Bulletin 65: p. 237-258.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., (2012). Detrital zircon provenance from the Neuquen Basin (south central Andes): cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc- foreland basin. *Geological Society of America* 40 (6), p. 559-562.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Elizabeth, A., Balgord, E.A., Carrapa, B., Ramos, V.A., (2015). Cretaceous evolution of the Andean margin between 36 S and 40 S latitude through a multiproxy provenance analysis of Neuquen Basin strata (Argentina). *Basin Research* 1, p. 1-21
- Fisher, J. A., Nichols, G. J., & Waltham, D. A. (2007). Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 195(1–2), p. 55–73.
- Fryberger, S. G., (1993). A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA, in North, C.P., and Prosser, J.D., eds., *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*: Geological Society of London, Special Publication 73, p. 167– 197.
- Fryberger, S. G., Schenk, C. J., & Krytinik, L. F. (1988). Stokes surfaces and the effects of near surface groundwater table on Aeolian deposition. *Sedimentology*, 35(1), p. 21–41.
- Garrido, A. C. (2011). El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio Del XVIII Congreso Geológico Argentino*, p. 231–244.
- Gressly, A. (1838). *Observations géologiques sur le Jura Soleurois*. *Nouveaux mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles*, Neuchâtel 2, 1-112
- Grohmann, C.H. and Campanha, G.A.C., (2010). OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.

- Havholm, K.G., & Kocurek, G. (1993). Eolian sequence stratigraphy e a conceptual framework. In: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Siciliclastic Sequence Stratigraphy*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 58, p. 393-409.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G., (2005). The Neuquen Basin: an overview. In: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquen Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society. Special Publications 252, pp. 1-14. London.
- Hunter, R.E. (1977) Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing ripple structures. *J. Sed. Petrol.*, 47, p. 697–706.
- Hunter, R.E. (1981) Stratification styles in eolian sandstones: Some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western interior USA In: *Recent and Ancient Non-Marine Depositional Environments: Models for Exploration* (Eds F.G. Ethridge and R.M. Flore), *SEPM Spec. Publ.*, 31, p. 315–329.
- Keidel, J., (1917). Über das patagonische Tafelland das patagonische Geröll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinung en im argentinischen Andengebiet und Litoral. In: Wichmann, R. (Ed.), 1929. *Los Estratos con Dinosaurios y su techo en el este del Territorio del Neuquén*. Dirección General de Geología, Minería e Hidrogeología. Publicación 32, pp. 1- 9.
- Kocurek, G. (1981). Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands, *Sedimentology*, v. 28, p. 753–780.
- Kocurek, G. (1988). First-order and super bounding surfaces in eolian sequences—bounding surfaces revisited: *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 193–206.
- Kocurek, G. & Lancaster, N. (1999). Aeolian system sediment state : theory and Mojave Desert Kelso dune field example.
- Langford, R., & Chan, M. A. (1988). Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. *Bulletin of the Geological Society of America*, 100(10), p. 1541–1549.
- Langford, R.P. (1989). Fluvial–aeolian interactions: part 1, modern systems. *Sedimentology*, v. 36, p. 1023–1035
- Langford, R.P., & Chan, M. A. (1989). Fluvial–aeolian interactions: part 2, ancient systems. *Sedimentology*, v. 36, p. 1037–1051.

- Leanza, H.A. (2009). Las principales discontinuidades del Mesozoico de la cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, nueva serie* 11 (2), p. 145-184.
- Leeder M.R. (1982). *Sedimentology: Process and Product*, 344 pp.
- Lisle R.J. & Leyshon P.R. (2004). *Stereographic Projection Techniques for Geologist and Civil Engineers*. Cambridge University Press. 112pp.
- Méndez, V., Zanettini, J.C. & Zappettini, E.O. (1987). Aspectos geológicos del Orogeno Andino Central de la República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: p. 181-184.
- Miall, Andrew. (1985), Architectural elements and boundaries: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, v, 22, p. 261-308.
- Miall, Andrew. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 582.
- McKee, E.D., (1979), *A Study of Global Sand Seas: U.S. Geological Survey, Professional Paper 1052*, 421 pp.
- Mountney, N.P. (2006). Eolian facies Model. *Facies Models Revisited*, SEPM Special Publication No. 84, p. 19-83.
- Mountney, N. P., Howell, J., Flint, S., & Jerram, D. (1999). Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia. *Geology*, 27(2), p. 159–162.
- Mountney, N. P. & Jagger, A. (2004). Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: The Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, 51(4), p. 713–743.
- Sánchez, M., (2004). Paleoaambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Superior, sudeste del Neuquén. 4 Congreso Uruguayo de Geología y 2 Reunión de Geología Ambiental y Ordenamiento Territorial del MERCOSUR, 20 pp.
- Sánchez, M.L., Asurmendi, E., (2014). Modelo de depósito de la Formación Cerro Lisandro: lóbulos de desembocadura y deltas de tipo Gilbert. Cretácico superior, región central de cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Mexicana de las Ciencias Geológicas* 31 (2), p. 141-162.
- Sánchez, M.L., Asurmendi, E., (2015). Stratigraphy and sedimentology of the terminal fan of Candeleros Formation (Neuquén Group), Lower Cretaceous, Neuquén basin, provinces of Neuquén and Mendoza, Argentina. *Andean Geology* 42 (3), p. 329-348.

- Sánchez, M.L., Rossi, J., Morra, S., Armas, P., (2008). Analisis Estratigráfico secuencial de las formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Rio Limay (Grupo Neuquén - Cretácico tardío) en el departamento El Cuy, Rio Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15 (1), p. 1-26.
- Scasso, Roberto A., & Limarino Carlos O. (1997). *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología. pp. 459.
- Seilacher, A. (1964) Biogenic sedimentary structures. Imbrie, J: and Newell, N. D. (eds), *Approaches to Paleontology*. New York, John Wiley. p. 296-316.
- Spalletti, Luis A., & Gazzera, Cesar E. (1989). Eventos eólicos de capas rojas cretácicas (Fm. Río Limay, Grupo Neuquén), sector sudeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Contribuciones de los Simposios sobre Cretácico de América Latina*. V. Parte A, p. 89-100.
- Stipanovich, P. N., Rodrigo, F., Baulles, O. L. & Martinez, C. G. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XXIII, 2. Buenos Aires.
- Stokes, W. L. (1968). Multiple parallel-truncation bedding planes a feature of wind deposited sandstone formations. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 38, p. 510–515.
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd edn. Oxford, U.K., Blackwell, pp. 419.
- Pickering, K.T., Hiscott, R., and Hein, F.J. (1989). *Deep-marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*: London (Unwin Hyman).
- Tripaldi, Alfonsina; & Limarino, Carlos O. (2008). Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* v. 15, p. 43-66.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., & Ramos, V. A. (2010). Tectonophysics Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U – Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1–4), p. 258–273.
- Yrigoyen, M.R. (1991). Hydrocarbon resources from Argentina. In: *World Petroleum Congress*, Buenos Aires. *Petrotecnica*, 13, Special Issue, p. 38-54.

ANEXOS

ANEXO 1. DATOS DE PALEOCORRIENTES

Depósito de duna eólica comprendido entre Superficie de Interduna II y Superficie de Inundación (*Flooding Surface*)

Medidas tomadas en el campo (RBZ):

30/72; 52/20; 42/14; 165/35; 100/8; 70/14; 100/21

Medidas obtenidas del modelo virtual tridimensional (RBZ):

96/19; 61/20; 68/18; 70/18; 92/20; 87/16; 78/18; 76/19

Media aritmética de la dirección de paleocorrientes: 79,13°

Desviación estándar de la dirección de paleocorrientes: 31,52°

Depósitos de dunas eólicas por encima de la Superficie de *Sand Drift II*

Medidas tomadas en el campo (RBZ):

195/31; 120/39; 70/24; 50/20; 50/30; 90/17; 80/30; 80/31; 75/25; 100/25; 110/19

Medidas obtenidas del modelo virtual tridimensional (RBZ):

126/21; 115/14; 116/22; 124/13; 97/17; 88/13; 100/21; 150/16; 78/27

Media aritmética de la dirección de paleocorrientes: 100,7°

Desviación estándar de la dirección de paleocorrientes: 33,88°

ANEXO 2. ORIENTACIÓN DE SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD

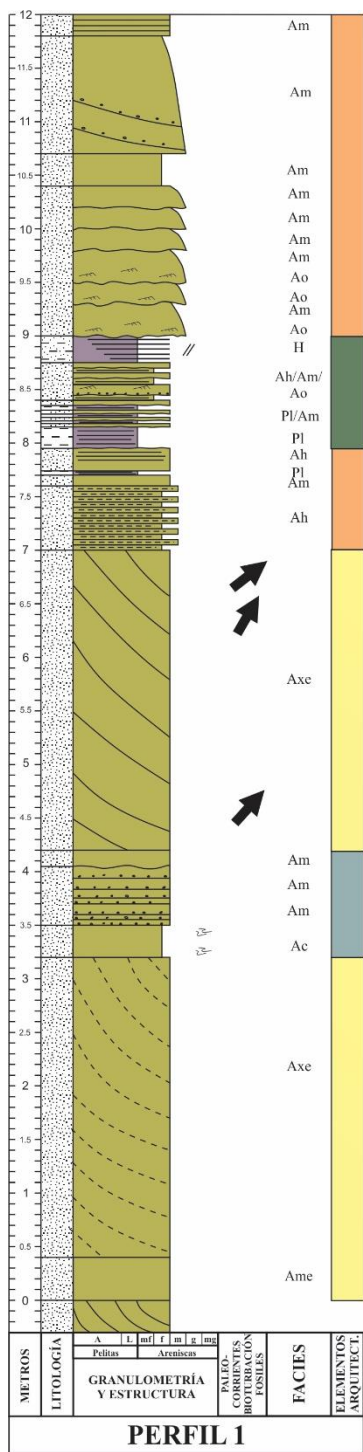
Tabla 3. Inclinaciones de las distintas superficies consideradas como relevantes para el sector del Cañadón de Las Tortugas, en el Área Paleontológica de La Buitrera.

	INCLINACIÓN EXTRAÍDA DEL MODELO (RBZ°)	INCLINACIÓN CORREGIDA (RBZ°)
Superficie de Sand Drift I	83/4	135/0,5
Superficie de Interduna I	96/2,5	225/1
Superficie de Interduna II	72/3,2	288/0,4
Superficie de Inundación (<i>Flooding Surface</i>)	79/3,5	0
Superficie de Inundación menor	89/4	150/0,7
Superficie de <i>Sand Drift</i> II	81/3,5	170/0,3
Superficie de Sobreimposición I	111/5,5	145/2,5
Superficie de Sobreimposición II	116/5	163/2,7

Consideraciones metodológicas

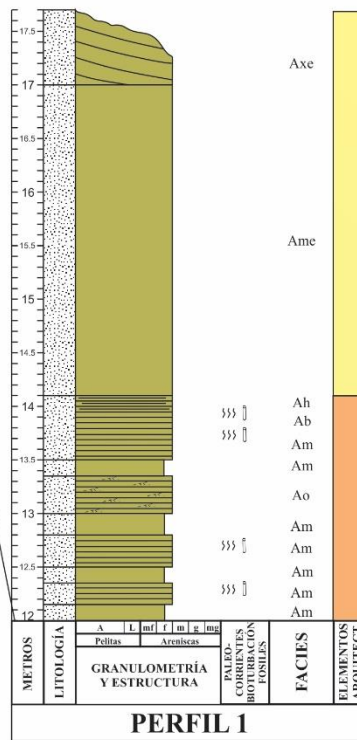
Para rebatir los planos se utiliza como inclinación del afloramiento a la superficie de inundación (*Flooding Surface*) que es de RBZ: 79/3,5°. Metodología explicada en “*Stereographic Projection Techniques for Geologist and Civil Engineers*” de Liste *et al.* (2004)

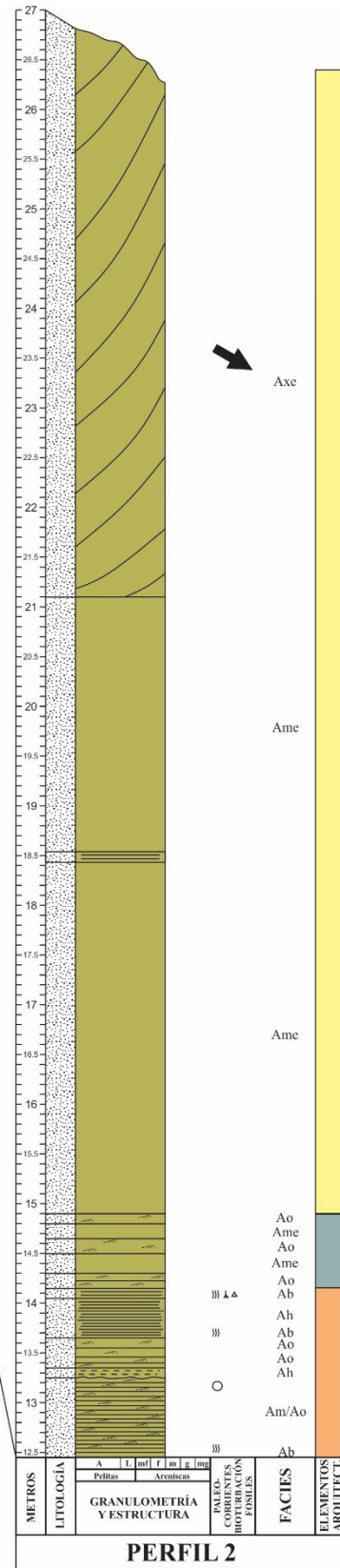
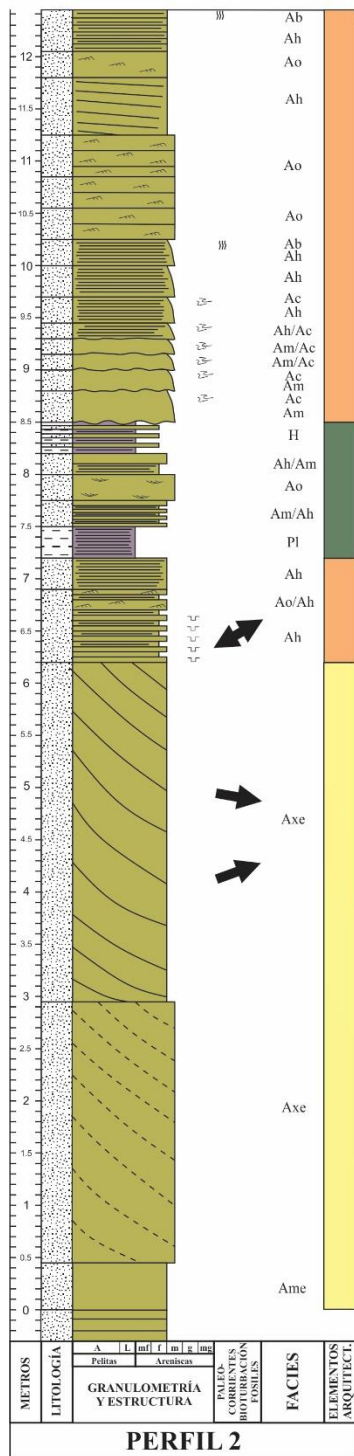
ANEXO 3. PERFILES SEDIMENTARIOS



REFERENCIAS

LITOLOGÍA	OTROS
Arena	Dirección de paleocorriente
Pelita	Tubos
Intervalo Heterolítico (Arena/Pelita)	Bioturbación
Estratificación entrecruzada tangencial a la base	Tortugas
Estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Clastos Intrafaciales
Laminación horizontal	Clastos Extrafaciales
Laminación entrecruzada	Raices
Laminación subhorizontal	Cuevas
Laminación entrecruzada en artesa	ELEMENTOS ARQUITECTURALES
Laminación convoluta	E.A. de duna eólica
Lineación Parting	E.A. de flujo no canalizado proximal
Diques de arena	E.A. de flujo no canalizado distal
	E.A. de canal fluvial
	E.A. de interduna húmeda





REFERENCIAS

LITOLOGÍA		OTROS	
	Arenita		Dirección de paleocorriente
	Pelita		Tubos
	Intervalo Heterolítico (Arenal/Pelita)		Bioturbación
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS			Tortugas
	Estratificación entrecruzada tangencial a la base		Clastos Intraformacionales
	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo		Clastos Extraformacionales
	Laminación horizontal		Raíces
	Laminación entrecruzada		Cuevas
	Laminación subhorizontal	ELEMENTOS ARQUITECTURALES	
	Laminación entrecruzada en artesa		E.A. de duna eólica
	Laminación convoluta		E.A. de flujo no canalizado proximal
	Lineación Parting		E.A. de flujo no canalizado distal
	Diques de arena		E.A. de canal fluvial
			E.A. de interduna húmeda

