Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis de Grado

Geomorfología y sedimentología del campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes, 33° 49´ S, provincia de San Luis, Argentina

Díaz Balocchi, Luis Alfredo

2016

Este documento forma parte de las colecciones digitales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en bibliotecadigital.exactas.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the digital collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in bibliotecadigital.exactas.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Díaz Balocchi, Luis Alfredo. (2016). Geomorfología y sedimentología del campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes, 33° 49´ S, provincia de San Luis, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001070_DiazBalocchi

Cita tipo Chicago:
Díaz Balocchi, Luis Alfredo. "Geomorfología y sedimentología del campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes, 33° 49´ S, provincia de San Luis, Argentina". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2016.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001070_DiazBalocchi

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. **Contacto:** bibliotecadigital.exactas.uba.ar
Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Geomorfología y Sedimentología del campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes, 33° 49′ S, provincia de San Luis, Argentina

Autor: Luis Alfredo Díaz Balocchi
Directora: Dra. Alfonsina Tripaldi

Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UNIVERSIDAD · DE · BUENOS · AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

Trabajo Final de Licenciatura
Año 2016

"Todos nosotros sabemos algo.
Todos nosotros ignoramos algo.
Por eso, aprendemos siempre."

- Paulo Freire

Contenidos

Resumen/Abstract 1

1. Introducción 4

1.1. Hipótesis y objetivos 5

1.2. Ubicación de la zona de estudio 6

1.3. Antecedentes 8

1.4. Contexto geológico regional 10

1.4.1. Estructura y Tectónica 10

1.4.2. Estratigrafía 16

1.4.3. Geomorfología 20

1.5. Contexto ambiental 28

1.6. Metodología 36

2. Geomorfología 41

3. Sedimentología de los depósitos eólicos

3.1. Secciones estratigráficas 67

3.2. Características texturales 99

3.3. Características petrográficas 112

3.4. Ambientes de sedimentación 122

4. Discusión 128

5. Conclusiones 138

6. Agradecimientos 140

7. Bibliografía 143

Resumen

En el presente trabajo se estudian las principales características geomorfológicas y sedimentológicas del campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes (denominado aquí Campo Eólico Los Pocitos –CELP–). Para su caracterización se realizaron tareas de campo, laboratorio y gabinete con el objetivo de obtener un mapa geomorfológico de la zona, describir granulométrica y composicionalmente a los sedimentos, distinguir ambientes de sedimentación y finalmente proponer un modelo de evolución ambiental para el Cuaternario.

Este sistema eólico está compuesto por cuatro unidades geomorfológicas tentativamente asociadas a diferentes pulsos de reactivación de la depositación eólica desde el Pleistoceno Tardío. La unidad A corresponde a dunas *blowout* de orientación SE-NO. La unidad B se conforma por crestas sinuosas de génesis multiepisódica a partir de dunas lineales. La unidad C exhibe dunas *blowout* complejas, parabólicas y barjanoides de orientación NE-SO. La unidad D presenta geoformas eólicas de orientación E-O y ENE-OSO correspondientes a patrones de vientos bimodales junto a incipientes hoyos de deflación.

La planicie medanosa que ocupa este campo eólico exhibe un drenaje superficial no integrado, dominado por lagunas con superficies controladas por el nivel freático. Las mismas se ubican ocupando depresiones originadas por deflación.

Los sedimentos que conforman el sistema eólico son arenas finas a muy finas bien seleccionadas, con participaciones variables de limo grueso y mediano con muy bajos a nulos porcentajes de arcillas. Conforman sucesiones sedimentarias masivas, con laminación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo, y en menor medida entrecruzada de alto ángulo que han sido asignados a subambientes de manto eólico y dunas. Petrográficamente corresponden a litoarenitas feldespáticas y feldarenitas líticas de baja madurez mineralógica, compuestas en promedio por 32 % de clastos de cuarzo, 20,5 % de feldespatos y 18,5 % de fragmentos líticos (principalmente volcánicos con pastas ácidas y sedimentarios terrígenos). El vidrio volcánico (en forma de trizas y pómez) tiene participaciones variables pero significativas en la población de muestras examinadas.

Se infiere un modelo de evolución del paisaje que posee cuatro estadíos depositacionales eólicos. El primer estadío ocurre en el Pleistoceno tardío y tiene relación con el desarrollo de dunas *blowout* de orientación SE-NO (unidad geomorfológica A). El estadío 2 se ubica en el Holoceno inferior-medio y origina dunas lineales que a partir de reactivaciones posteriores conforman las crestas sinuosas mapeadas en la unidad geomorfológica B. Los eventos 3 y 4 se relacionan a pulsos de reactivación eólica con componentes bimodales de vientos (NE-SO y SE-

NO, con participación menor de orientaciones E-O) durante el Holoceno superior, y con sucesivas reactivaciones hasta la actualidad.

La última reactivación tuvo lugar durante principios del siglo XX, ligada a un factor de perturbación antrópico relacionado a cambios en el uso del suelo, sumado a factores naturales. Estas condiciones de dinámica eólica activa persisten en diversos sectores hasta la actualidad.

Abstract

The main geomorphological and sedimentological features of the aeolian field located south of Villa Mercedes (Campo Eólico Los Pocitos –CELP–) are studied here.

Field, laboratory and desktop work has been done to produce a geomorphological map of the zone, describe composition and particle size of the sediments and distinguish sedimentary environments. Based on the data acquired, an environmental evolution model is proposed for the Quaternary.

This aeolian system is composed by four geomorphological units presumably associated to aeolian reactivation pulses since Late Pleistocene. Unit A is formed by blowout dunes with SE-NW orientation. Unit B presents sinuous ridges of multiepisodic origin related to linear dunes. Unit C displays NE-SW orientated complex blowout, parabolic and barchanoid dunes. Unit D exhibits aeolian landforms with E-W and ENE-WSW orientations related to bimodal wind patterns along with small blowout holes.

The sandy flat where the system is placed shows a non integrated superficial drainage network, where phreatic level controlled lakes prevail. These are located over deflation depressions.

The sediments are composed by well sorted fine to very fine sands, with variable amounts of coarse and medium silt. Clay percentages are low to inexistent. They show different bedding characteristics with massive beds, horizontal, low angle and high angle cross lamination. These features have been linked to aeolian depositional environments of sand sheet and dunes. Their sedimentary petrography indicate feldspatic litharenites and lithic arkose of low mineralogic maturity, with average composition of 32% quartz, 20.5% feldspar and 18.5% lithic fragments (mainly acid volcanics and terrigenous clastic). Volcanic glass appears as shards and pumice fragments that represent highly variable but relevant percentages of each sample.

The landscape evolution model inferred possesses four aeolian depositional stages. First stage occurs in Late Pleistocene and is related to the development of SE-NW orientated blowout dunes (Geomorphological Unit A). The second stage take place in the early to medium Holocene.

It is composed by linear dunes that later formed sinuous ridges by reactivation pulses (Geomorphological Unit B). Stages 3 and 4 are related to bimodal wind direction aeolian reactivation (NE-SW, SE-NW, and lesser extent E-W) during Late Holocene, with several reactivation events until today.

The last reactivation episode took place during early 20th century, linked to anthropogenic perturbation by changes in land use added to natural factors. Aeolian activity persists in many sectors of the area until present day.

1. Introducción

El presente trabajo se enfoca en la Geomorfología y la Sedimentología del campo eólico ubicado en la zona centro este de la provincia de San Luis, República Argentina, entre los 33° 49' S y los 34° 28' S y entre los 65° 53' O y los 65° 19' O. El rectángulo que encierra el terreno de interés presenta una longitud en sentido N-S de aproximadamente 73 km por 52 km en la dirección ortogonal, abarcando una superficie cercana a los 3.700 km^2.

La zona estudiada corresponde a la provincia geológica Llanura Chaco-Bonaerense (Ramos, 1999a) y se caracteriza por la ausencia de afloramientos rocosos, siendo cubierta en su totalidad por depósitos cuaternarios de muy bajo a nulo grado de consolidación. Los depósitos son arenosos y limoarenosos, de origen eólico, con una cubierta de suelos con escaso grado de desarrollo. Amplios sectores presentan geoformas vegetadas, mostrando morfologías fósiles que evidencian distintos episodios de reactivación con variación de las direcciones de proveniencia de los vientos (González Díaz, 1981; Tripaldi y Forman, 2007; Tripaldi et al., 2013; Forman et al., 2014). Las dunas activas en la actualidad se concentran principalmente hacia el sector este. Dentro del área de trabajo pueden identificarse dunas barjanoides, parabólicas y complejas, éstas últimas suelen encontrarse asociadas a hoyos de deflación formando dunas tipo *blowout* (McKee, 1979). También aparece un conjunto de crestas sinuosas que cubren las geoformas nombradas anteriormente, generando amplias superficies donde se imprimen "lineamientos" sobre los depósitos subyacentes.

El relieve general de la zona estudiada se corresponde con una llanura ondulada determinada por las morfologías eólicas. La pendiente regional es muy suave (aproximadamente 0,2°) con inclinación hacia el SE, variando las cotas entre los 600 y los 350 msnm.

La hidrografía del área presenta un escaso desarrollo, sin una red de drenaje integrada y desconectada de la cuenca del río Quinto que corre en dirección NO-SE, al norte del campo eólico. El diseño hidrográfico de tipo anárquico exhibe lagunas permanentes desconectadas de cursos superficiales, y que presentan mayor tamaño y densidad en el sector oriental. Las lagunas suelen ocupar depresiones de origen eólico y su nivel está controlado por la altura de la superficie freática y el volumen de precipitaciones (Jobbagy y Santoni, 2006).

El clima de la región es semiárido, con una temperatura media anual de 15,6°C y precipitaciones medias anuales de que van de 700 mm a 550 mm al desplazarse en dirección E-O (Echeverría et. al, 2006).

La vegetación natural dominante está representada por pastizales y bosques de caldenes que forman parte de la provincia fitogeográfica del Espinal (Cabrera, 1976). A partir de mediados del siglo XX fueron progresivamente desmontados como consecuencia del avance de la frontera agrícola hacia el oeste de la Argentina y actualmente la zona se caracteriza por una importante actividad agropecuaria, principalmente la cría de ganado pero también en los últimos 20 años el desarrollo de distintos tipos de cultivos.

1.1 Hipótesis y objetivos

Hipótesis:

- ✓ El paisaje geomorfológico de la planicie ubicada al sur del río Quinto, provincia de San Luis, está caracterizado por un conjunto variado y superpuesto de morfologías eólicas que evidencian un desarrollo evolutivo complejo y episódico.
- ✓ La cubierta sedimentaria cuaternaria de la planicie medanosa de San Luis está formada por distintos paquetes de arenas eólicas separadas por niveles de suelos enterrados que evidencian estabilizaciones temporarias del paisaje durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

Objetivos:

1. Describir y caracterizar la geología del sector comprendido entre los 33° 49’ y los 34° 28’ de latitud sur y los 65° 53’ y los 65° 19’ de longitud oeste, en el centro-este de la provincia de San Luis, Argentina.
2. Confeccionar un mapa geomorfológico del área de estudio y caracterizar las distintas morfologías eólicas.
3. Estudiar los depósitos sedimentarios del sistema eólico desarrollado al sur del río Quinto, determinando el ordenamiento estratigráfico y analizando sus características texturales y composicionales petrográficas.
4. Elaborar un modelo de evolución sedimentario y geomorfológico del paisaje estudiado desde el Pleistoceno tardío al presente.

1.2. Ubicación de la zona de estudio

El área estudiada se ubica al sur de la localidad de Villa Mercedes, en la provincia de San Luis, República Argentina (Figs. 1 y 2). Dicha localidad se encuentra emplazada a 697 km de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires y a 97 km de la capital provincial, accediéndose a través de la ruta nacional N° 7 que conecta la ciudad de Buenos Aires con Chile. Esta ruta conforma un corredor bioceánico muy utilizado por el transporte comercial de bienes y pasajeros. Otra importante vía de acceso es la ruta nacional N° 8, que finaliza en la ciudad de Villa Mercedes, y la conecta con la ciudad de Rio Cuarto en la provincia de Córdoba.

Para acceder al terreno de interés en el presente trabajo se utilizaron las rutas provinciales 2B, 27, 43a, 11 y la ruta nacional 148, así como caminos vecinales ("calles") y sendas ubicadas dentro de las estancias. En la zona hay ramales del ferrocarril San Martín, desactivados para el servicio de pasajeros, encontrándose estaciones en desuso en las localidades de Villa Mercedes, Justo Daract, Lavaisse, Rio Quinto, Las Isletas, Pedernera y Nueva Escocia. El acceso aéreo se puede realizar a través del aeropuerto de la ciudad de San Luis, en tanto a 10 km se encuentra la base áerea de Villa Reynolds, que posee un pequeño aeropuerto que ocasionalmente recibe vuelos comerciales no regulares.

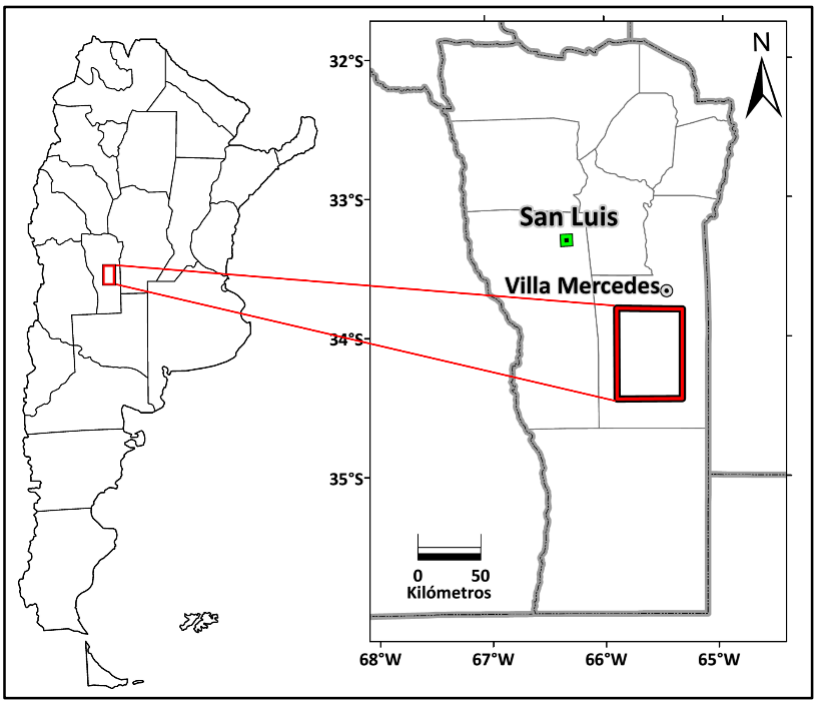


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio dentro de la provincia de San Luis.

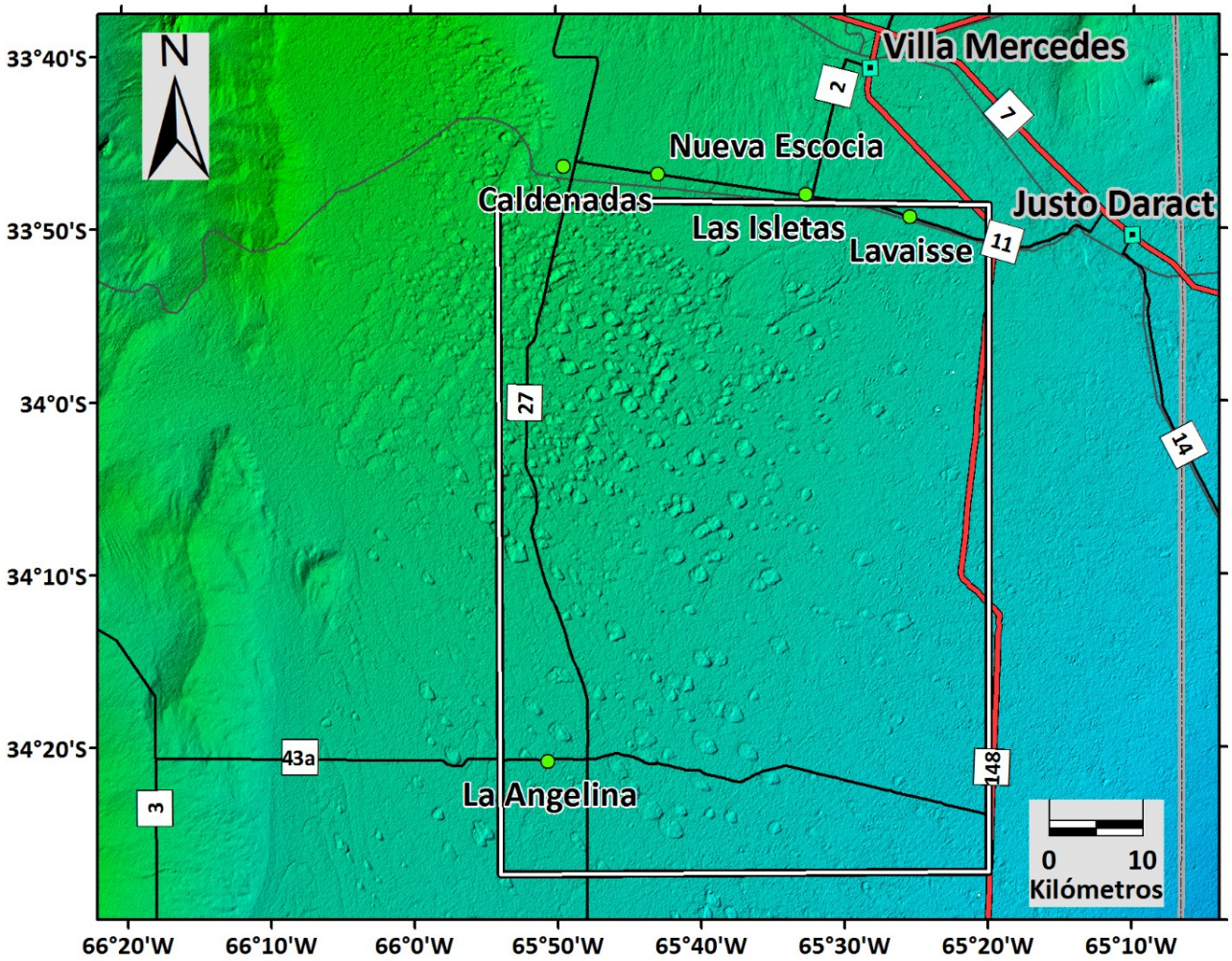


Figura 2: Detalle de la ubicación de la zona de estudio.

1.3 Antecedentes

La primera descripción de la provincia geológica Llanura Chacopampeana (o Chacobonaerense) fue realizada por Groeber (1938), quien la caracterizó como una extensa planicie desarrollada entre las Sierras Subandinas y las Sierras Pampeanas al oeste, y el río Paraná al este. Los aportes más significativos a nivel regional sobre esta provincia pueden consultarse en el libro de síntesis Geología Argentina (Caminos, 1999). En particular, los aportes a la revisión de aspectos geológicos de Ramos (1999a) y la recopilación de conocimientos relacionados a la cobertura cuaternaria de Iriondo (1999), Fidalgo (1999) y Calmels y colaboradores (1999).

En el sector sur de la llanura Chacopampeana se desarrolla la planicie conocida como llanura pampeana, la cual puede dividirse según varias características, en un sector oriental y otro occidental. En general, la primera (Pampa húmeda) presenta una cobertura sedimentaria loéssica, condiciones climáticas húmeda-subhúmedas y allí se desarrollan los típicos pastizales pampeanos, en tanto al oeste las precipitaciones son menores y se desarrolla la Pampa seca (o Pampa arenosa) donde predominan los sedimentos arenosos y los pastizales están acompañados por bosques xerófilos en parches. Desde el punto de vista geológico, una de las particularidades de la llanura pampeana es la presencia de una extensa cubierta de sedimentos de origen eólico, que ya fueran estudiados tempranamente desde los inicios de los relevamientos geológicos de Argentina (d'Orbigny, 1842; Darwin, 1846; Ameghino, 1880; Frenguelli, 1955 en Zárate, 2003 y otras referencias allí citadas).

Desde una perspectiva regional, varias contribuciones significativas al conocimiento de estos sistemas eólicos de la llanura occidental ubicados en la zona central de Argentina fueron realizadas durante la última década del siglo XX y el comienzo del siglo XXI. Entre ellas cabe destacar las propuestas de evolución del paisaje de Iriondo y Kröhling (1995; 1996) que definieron el "Mar de Arena Pampeano" (MAP) que compone el Sistema Eólico Pampeano (SEP) en su parte occidental y central. La porción de San Luis examinada en el presente trabajo se ubica en el sector occidental del MAP. Recientemente Zárate y Tripaldi (2012) y Tripaldi y Zárate (2014) profundizan el análisis de estos sistemas y su relación con factores climáticos y geomorfológicos a nivel continental.

Las primeras aproximaciones a la geología de la provincia de San Luis fueron publicadas en trabajos realizados durante la segunda mitad del siglo XIX, haciendo énfasis en el sector serrano. Estos trabajos fueron promovidos por la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba y entre ellos destacan los de Ave Lallemant (1875) y Brackebusch (1875, 1891). A comienzos del

siglo XX los trabajos de Gerth (1914), Pastore (1932) y Kittl (1936) profundizaron el entendimiento de diferentes aspectos geológicos, nuevamente con un sesgo hacia el área serrana.

Las hojas geológicas en escala 1:200.000 24G "Saladillo" (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952) y 24H "Sierra del Morro" (Sosic, 1964) constituyen los primeros estudios geológicos integrales netamente enfocados al sector oriental del centro de la provincia de San Luis. En ocasión del VIII Congreso Geológico Argentino, diversas contribuciones significativas al conocimiento de esta zona fueron publicadas en el Relatorio sobre la Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis (Yrigoyen, 1981). Entre ellas destacan los aportes a la geomorfología realizados por González Díaz (1981), tanto a nivel provincial como a nivel de detalle en el área del sur de Villa Mercedes.

La información sobre las unidades litoestratigráficas del Cuaternario de la provincia de San Luis fue revisada por Latrubesse y Ramonell (1990). Las unidades estratigráficas fueron asociadas a una propuesta de asociaciones geomorfológicas dentro de la provincia, planteada por Ramonell y Latrubesse (1990) a partir de considerar los aportes del clima, el relieve y los diferentes procesos tectosedimentarios actuantes. Con motivo de la V Reunión de Campo de CADINQUA, Ramonell et al. (1992) elaboran una guía de campo que hace hincapié en la evolución del paisaje durante el Cuaternario, en la misma definen la Formación El Chulengo que incluye la totalidad de los afloramientos sedimentarios del área de estudio. Posteriormente, el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), a través del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, publicó con el código 3366-IV la hoja geológica correspondiente a los alrededores de Villa Mercedes (Costa et al., 2005). Un análisis desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial para los sedimentos cuaternarios de toda la provincia fue realizado por Chiesa (2005).

Uno de los primeros aportes a escala local para el conocimiento del sistema eólico de interés en el presente trabajo se remonta a Frenguelli (1931), quién hace una descripción geológica y geográfica de los alrededores de la Laguna Sayapé, ubicada unos 25 km al sur de Villa Mercedes. El sistema eólico ubicado en el sector oriental de la provincia de San Luis, así como su relación con otros sistemas depositacionales fluviales y eólicos cercanos, ha sido estudiado en los últimos años desde el punto de vista sedimentológico, estratigráfico y geomorfológico por Tripaldi y Forman (2007, 2015), Tripaldi et al. (2010, 2013) y Forman et al. (2011, 2014). Algunas variaciones relevantes desde el punto de vista geomorfológico y ambiental han sido descriptas también por Collado et al. (2002) a partir de la interpretación de imágenes satelitales de distintos períodos temporales de los siglos XX y XXI. Los aspectos relacionados al

entendimiento de la cuenca hidrográfica del río Quinto al norte del área estudiada fueron analizados por Contreras et al. (2013). Características geomorfológicas y evolutivas del paisaje de esta cuenca y de los depósitos cuaternarios asociados, entre ellos los producidos por el sistema eólico ubicado al norte del presente estudio, fueron abordados por González Tomassini (2013) en su Trabajo Final de Licenciatura de la Universidad de Buenos Aires.

1.4 Contexto geológico

1.4.1 Estructura y Tectónica

El área de estudio se ubica en la provincia geológica Llanura Chacopampeana ó Chacobonaerense (Ramos, 1999a) cerca del extremo sur de las Sierras Pampeanas Orientales. Al norte del sector relevado en el presente trabajo se encuentran los sistemas serranos de Yulto, El Morro, El Portezuelo y Comechingones (Costa et al., 2005). Estas áreas topográficamente elevadas, de orientación aproximadamente N-S, presentan afloramientos de unidades del Paleozoico inferior a medio (Figs. 3 y 4). Las rocas características son granitoides devónicos y metasedimentitas ordovícicas de diverso grado, encontrándose filitas, esquistos y gneises.

Los eventos tectónicos que llevaron al levantamiento de estas sierras se asocian a diferentes ciclos orogénicos que se registran en este sector de las Sierras Pampeanas Orientales. Ellos son el ciclo Pampeano, el Famatiniano (en su fase Oclóyica) y el Ándico o Andino, que se corresponden con la colisión y acreción de distintos terrenos al margen occidental de Gondwana, así como a variaciones en el ángulo y velocidad de subducción (Ramos, 1999b).

El ciclo Pampeano corresponde a la colisión del Terreno Pampia con el Cratón del Río de la Plata durante el Cámbrico inferior (Kraemer et al., 1995). La fase Oclóyica, del ciclo Famatiniano, refiere a la colisión del terreno Cuyania con el margen occidental de Pampia en el Ordovícico superior (Ramos, 1988). Finalmente, durante el ciclo Andino se produce la fase de deformación más importante, que lleva a la inversión de fallas formadas durante episodios extensionales del Carbonífero-Pérmico y el Mesozoico, principalmente durante el Cretácico inferior (Costa et al., 2005).

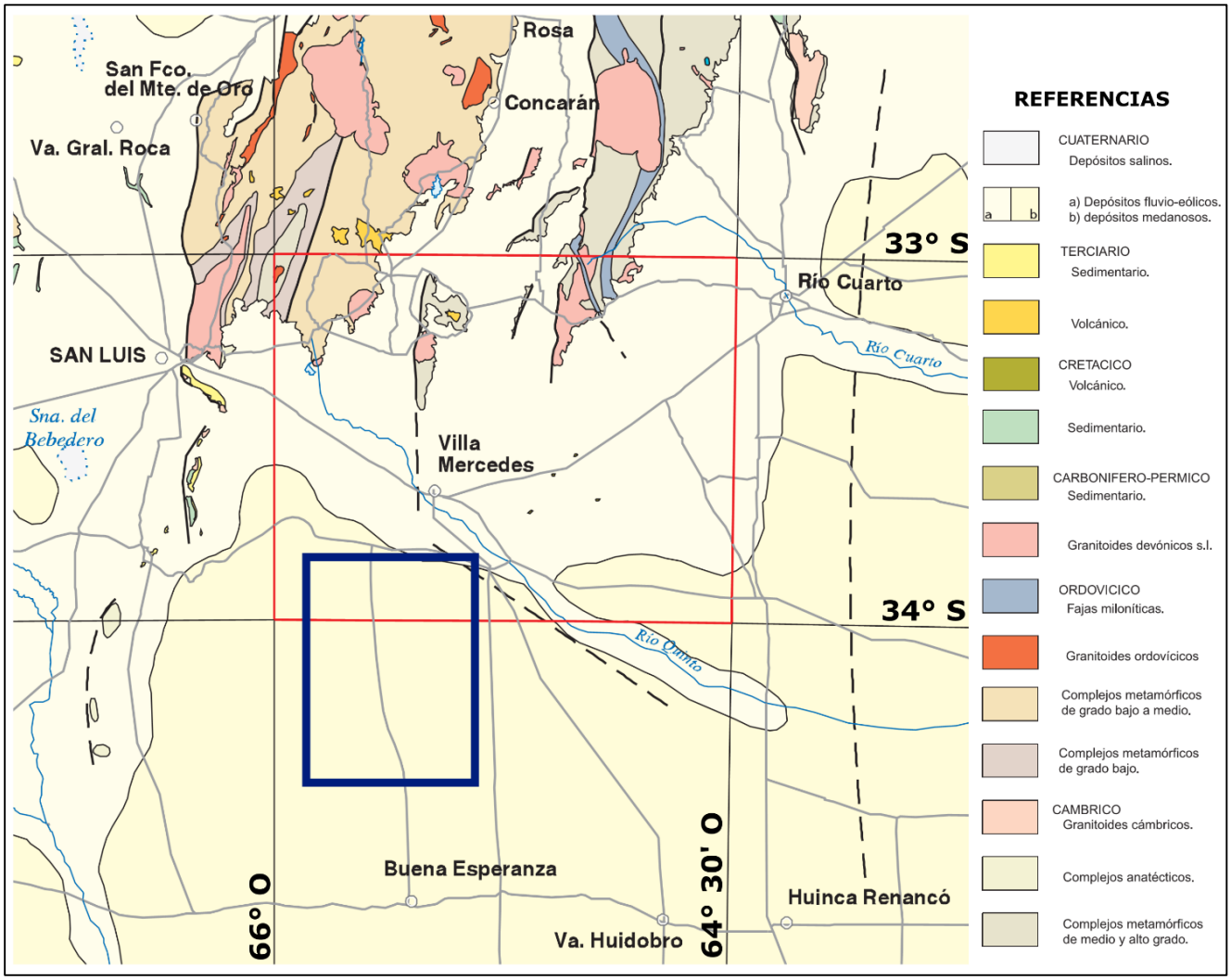


Figura 3: Mapa geológico simplificado de los alrededores de Villa Mercedes (modificado de Costa et al., 2005). El recuadro indica el área de estudio del presente trabajo.

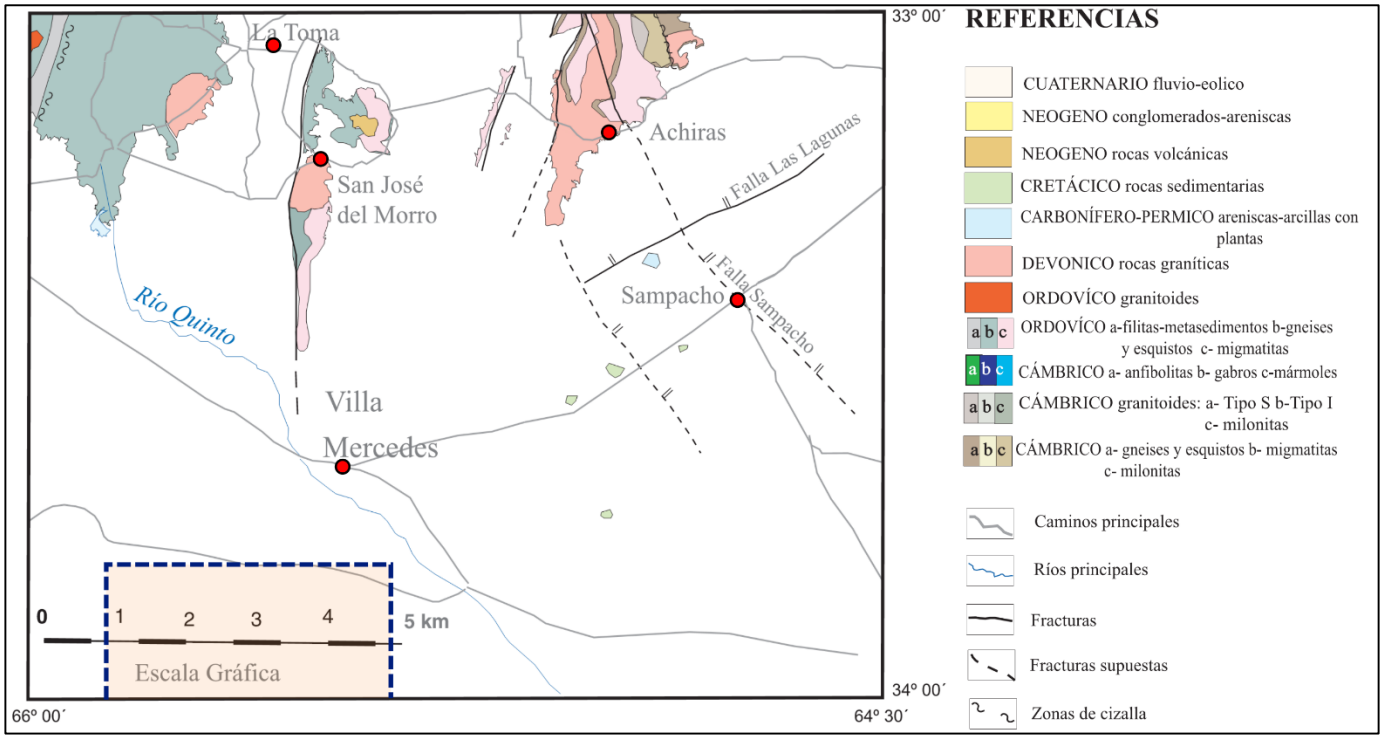


Figura 4: Mapa geológico simplificado y principales estructuras reconocidas en el sector serrano al norte de Villa Mercedes (modificado de Costa et al., 2005). El sombreado al SO indica el sector norte de la zona de estudio.

A partir de los 25 Ma la horizontalización de la Placa de Nazca que subducta la Placa Sudamericana, debido al pasaje de la dorsal asísmica de Juan Fernández, genera una migración progresiva de la deformación y el magmatismo hacia el antepaís, instalándose el *Flat-slab* Pampeano (Ramos et al., 2002). Este proceso conduce al levantamiento de las Sierras Pampeanas Orientales, que se reconocen como montañas formadas por bloques basculados, limitados por fallas lístricas que inclinan hacia el este (González Bonorino, 1950).

En la actualidad en muchas de estas fallas se detectan sismicidad y deformación neotectónica, considerándose las expresiones más orientales del frente orogénico andino (Sagripanti y Villalba, 2011; Richardson et al., 2013).

Las áreas serranas se encuentran separadas de la zona de interés de este trabajo por el lineamiento Río Quinto (Herrero Ducloux, 1980 en Costa et al., 2005). Este rasgo se identifica como el alineamiento regional escalonado del curso del río homónimo. Este lineamiento se interpreta como un producto de la interacción de fracturas con diferente rumbo, entre las que predominan direcciones NNO-SSE y NO-SE, con modificaciones locales del curso fluvial que responden a cambios en la pendiente topográfica (Costa et al., 2005). Las estructuras correspondientes al sector serrano muestran continuidad hacia el sur en subsuelo y han sido

identificadas mediante métodos geofísicos por Kostadinoff et al. (2002, 2006) y Kostadinoff y Gregori (2004).

El sistema eólico estudiado en este trabajo se ubica en mayor parte cubriendo los depósitos de la cuenca sedimentaria de Mercedes (Fig. 5). Esta depresión se genera por esfuerzos extensionales durante el Cretácico que dieron origen a rifts formados por fallas normales de orientación NNE-SSO (Rosello y Mozetic, 1999).

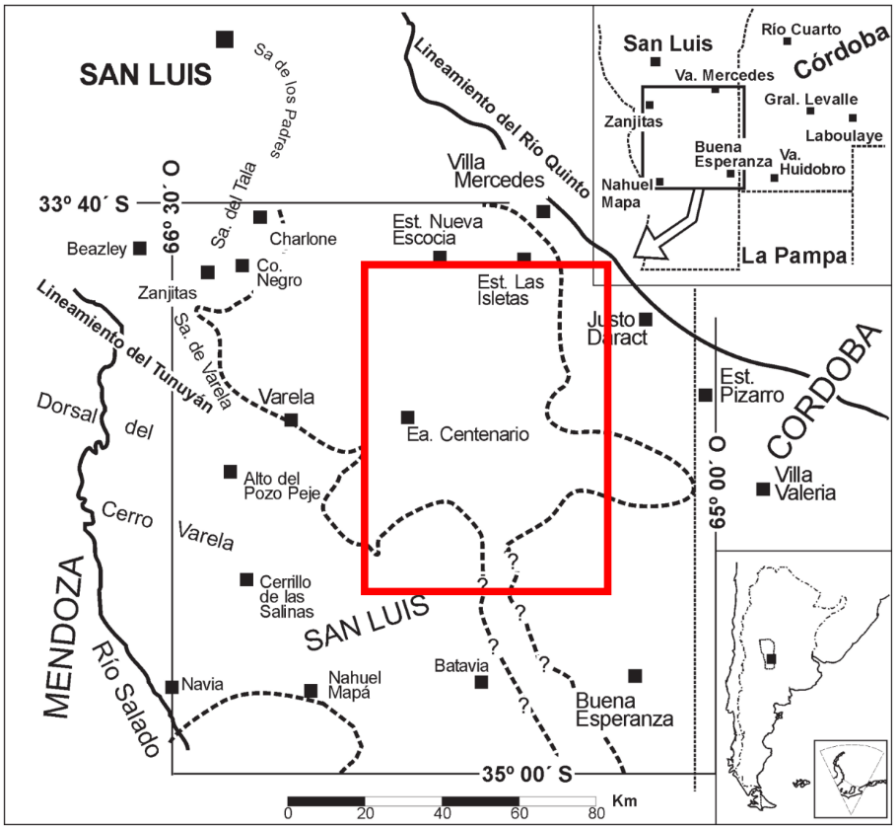


Figura 5: Ubicación de la cuenca de Mercedes, limitada por línea punteada (tomado de Kostadinoff y Gregori, 2004). El recuadro indica la zona de estudio.

El relevamiento geofísico de la cuenca de Mercedes ha sido realizado mediante sísmica de refracción de baja resolución por Yacimientos Petrolíferos Fiscales en la década de 1970, que permitió aproximar un espesor sedimentario total de 3500 metros. La caracterización con métodos gravimétricos y magnetométricos fue realizada por Kostadinoff y Gregori (2004) ubicando sus límites y depocentros con mayor precisión (Fig. 6). Este sistema extensional se relaciona hacia el sur con la cuenca de Nueva Galia, que se extiende en subsuelo hasta el territorio de la provincia de La Pampa (Kostadinoff et al., 2006).

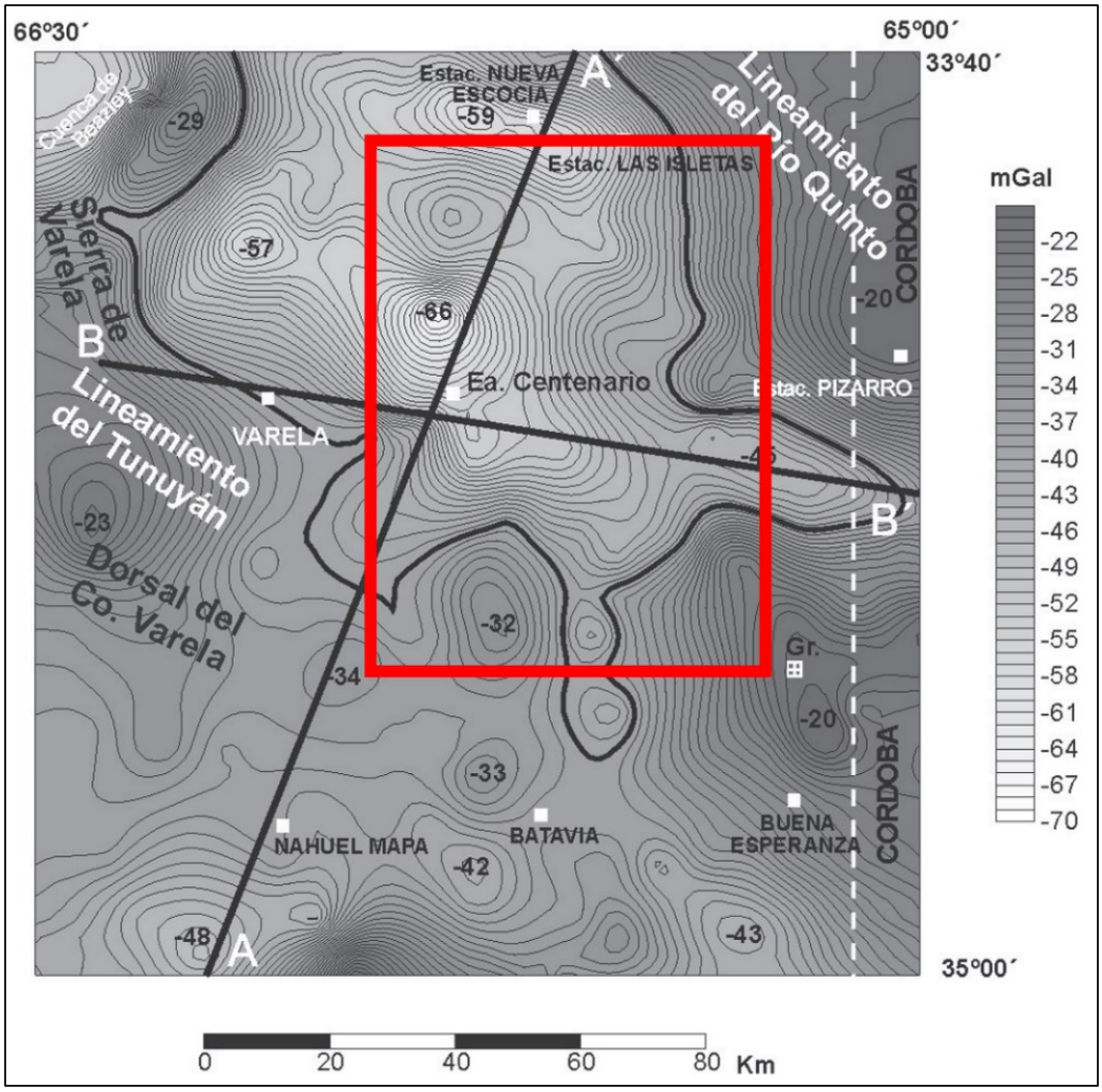


Figura 6: Mapa de anomalía de Bouguer de la cuenca de Mercedes (tomado de Kostadinoff y Gregori, 2004). El recuadro indica la zona de estudio.

Kostadinoff y Gregori (2004) proponen que el relleno de la cuenca estaría compuesto por unidades continentales del Cretácico, posiblemente correlacionables con el Grupo del Gigante (Flores y Criado Roque, 1972) y la Formación Lagarcito (Flores, 1969) que afloran hacia el oeste, e interdigitadas con coladas de basaltos de la Formación Guardia Vieja (Webster et al., 2002). Por encima se hallarían las formaciones San Roque y Las Mulitas (Flores, 1969) de edad Terciaria, esta última es correlacionable con la Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979) aflorante en algunos sectores a lo largo del río Quinto al norte del área de estudio.

En la región estudiada solo aparecen depósitos correspondientes a una cubierta sedimentaria de edad cuaternaria, incluidos estratigráficamente en la Formación El Chulengo, que fuera definida por Ramonell et al. (1992). Sin embargo, cabe destacar que hacia el norte las

arenas eólicas se hallan cubriendo, en discordancia, unidades fluvio-eólicas del Plioceno (formaciones Río Quinto y equivalentes); conglomerados fluviales y aluviales del Pleistoceno superior (formaciones Fraga y equivalentes) y depósitos eólicos loéssicos y arenosos del Pleistoceno superior-Holoceno (formaciones Barranquita y La Invernada) (Costa et al., 2005). Estas unidades localizadas en cercanías del cauce actual del Río Quinto posiblemente aporten sedimentos al sistema eólico estudiado mediante el retrabajo de sus depósitos por el viento.

Hacia el sur, y debido a la geometría de la cuenca de Mercedes (Fig. 7) y su posible conexión con la cuenca de Nueva Galia (Kostadinoff et al., 2006) se infiere que la Formación El Chulengo puede apoyarse directamente tanto sobre unidades sedimentarias Cretácicas, como sobre rocas del basamento de dichas cuencas.

El basamento de la cuenca de Mercedes está compuesto por metamorfitas, granitoides y riolitas Triásicas que afloran cerca de la Sierra de Varela al oeste de la zona de estudio (Kostadinoff y Gregori, 2004).

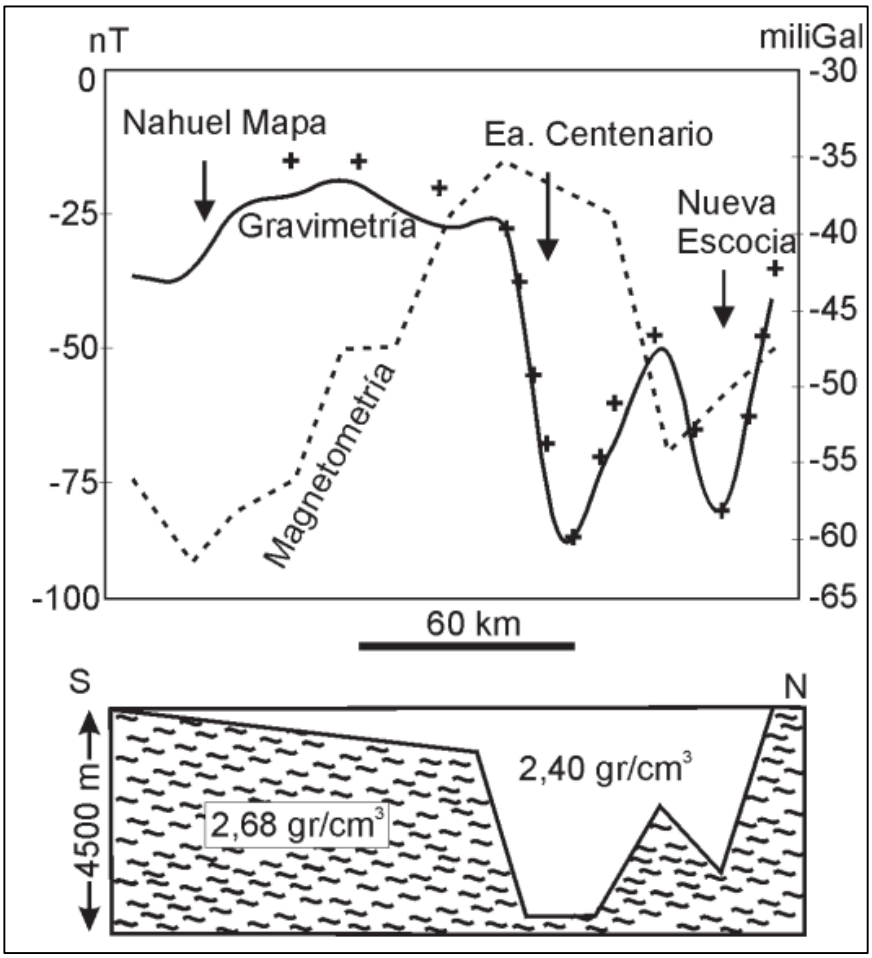


Figura 7: Modelado gravimétrico en sentido S-N para la cuenca de Mercedes, transecta AA' de la Figura 6 (tomado de Kostadinoff y Gregori, 2004)

Según Chernicoff et al. (2007) la cuenca de Nueva Galia presentaría un basamento de esquistos metasedimentarios con cuarzo, feldespato y biotita, de edad Cambro-ordovícica que aflora en la cantera Green en el sur de la provincia de San Luis. Estas rocas fueron correlacionadas con el Complejo Metamórfico Lonco Vaca de la provincia de La Pampa (González et al., 2005).

1.4.2. Estratigrafía

1.4.2.1. Cuaternario

1.4.2.1.1. Formación El Chulengo

Antecedentes y correlación

El primer acercamiento a la definición de unidades litoestratigráficas eólicas en la zona estudiada fue encarado por Frenguelli (1931). En sus observaciones en los alrededores de la Laguna Sayapé reconoció la existencia de tres mantos eólicos arenosos que definió como un manto inferior del Pleistoceno y dos mantos, medio y superior, de edad Holocena. Los limitó identificando superficies de deflación irregulares pero bien marcadas. Según este autor el techo de cada manto sufrió un proceso pedogenético e identificó entre los mantos inferior y medio un nivel de cenizas volcánicas andesíticas.

La definición formal de la Formación El Chulengo corresponde a Ramonell et al. (1992), quienes ubicaron el estratotipo al ENE de la laguna El Chulengo, y la dividieron en cuatro miembros, asignados por correlación regional al Pleistoceno tardío-Holoceno. Los miembros fueron denominados Nahuel Mapá, Sayapé, Los Crespines y Estancia Los Pocitos, que fueron correlacionados con la división propuesta por Frenguelli (1931). El miembro Nahuel Mapá se corresponde con el “manto arenoso inferior”, el miembro Sayapé con el “manto arenoso medio” y Estancia Los Pocitos corresponde al “manto arenoso superior” junto a los “médanos actuales”, siguiendo la antigua división de Frenguelli (1931). Por otro lado, el miembro Los Crespines fue relacionado a arenas que forman dunas caracterizadas como longitudinales y que aparecen al oeste de la ciudad de Villa Mercedes.

Según Costa et al. (2005) los sedimentos de la Formación El Chulengo pueden correlacionarse con la Formación Puerta Negra (Ramonell et al., 1992) que aparece hacia el oeste. En la provincia de Córdoba, inmediatamente al noreste de la zona estudiada las arenas eólicas fueron incluidas en la Formación Laguna Oscura (Cantú, 1992).

Cabe destacarse que, a excepción de las dunas actuales del miembro Estancia Los Pocitos, el resto de las asignaciones temporales fueron realizadas en función de criterios geomorfológicos, contenido fosilífero y arqueológico en algunos niveles y por correlación regional con sucesiones eólicas de la región pampeana oriental. Las primeras asignaciones temporales mediante dataciones absolutas fueron presentadas posteriormente por Tripaldi y Forman (2007, 2015), Tripaldi et al. (2013) y Forman et al. (2011, 2014), las cuales serán tratadas en la discusión del presente trabajo.

Se presentan a continuación las características de las unidades eólicas descriptas por Ramonell et al. (1992; véase también Costa et al., 2005) para el área de estudio:

Miembro Nahuel Mapá (asignado al Pleistoceno tardío)

Litología

Esta unidad fue descripta como 2,5 a 3 m de arenas finas, pardo oscuras, muy bien seleccionadas, con leve cohesión. La composición mineralógica de la fracción 125-74 µm está constituida por feldespato potásico (42%), cuarzo (27%), alteritas (12%), vidrio volcánico (7%), plagioclasa (4%), piríboles (3%), opacos (3%), rutilo (1%) y epidoto (1%). En el techo de este miembro Ramonell et al. (1992) identificaron una capa carbonática, con incipiente desarrollo edáfico, que cubre a una fina (3 a 4 cm) capa de ceniza volcánica blanquecina

Paleontología

Frenguelli (1931) menciona la presencia de fósiles de fauna extinta del Cuaternario, clasificados como restos de *Megatherium americanun*, *Scelidotherium sp.*, *Lestodon sp.*, *Panochtus sp.*, *Macrauchenia sp.* y *Equus sp.*

Edad

A partir de los análisis taxonómicos de los mamíferos fósiles hallados por Frenguelli (1931), Pascual y Bondesio (1981) proponen que el sector inferior de la unidad corresponde al Pleistoceno Tardío. Una datación radiocarbónica de la costra calcárea de la parte superior de la unidad arrojó una edad holocena de 6.300 años AP (Ramonell et al., 1992).

Relaciones Estratigráficas

La unidad suprayace a depósitos loessoides correlacionables con las formaciones Barranquita y La Invernada y es cubierta en discordancia erosiva por el Miembro Sayapé (Costa et al., 2005)

Geoformas asociadas

El miembro Nahuel Mapá fue asociado a depósitos generados por dunas longitudinales. Las mismas presentan hasta 100 km de longitud, mantienen una separación entre crestas de entre 2 y 3 km y una orientación aproximadamente NO-SE (Ramonell et al., 1992). Estas geoformas se habrían formado durante el período seco ocurrido durante el Último Máximo Glacial en el Pleistoceno tardío (Ramonell et al., 1992).

Miembro Sayapé (asignado al Holoceno superior)

Litología

Este miembro está conformado por 7 m de arenas finas, color pardo, muy bien seleccionadas con leve cohesión y estratificación entrecruzada. La composición mineralógica de la fracción 125 – 74 μm es similar a la del miembro antes descripto. Con respecto al mismo aumenta un 5 % el contenido en vidrio volcánico y disminuye en la misma proporción el de cuarzo (Ramonell et al., 1992).

Edad

La edad de la base de este miembro fue acotada por las dataciones de ^{14}C realizadas en el miembro Nahuel Mapá. El techo del miembro fue delimitado temporalmente considerando restos arqueológicos de 1200 años AP (Ramonell et al., 1992).

Relaciones Estratigráficas

El miembro Sayapé cubre en discordancia erosiva a los depósitos del miembro Nahuel Mapá. Es cubierto en discordancia erosiva por las arenas del miembro Estancia Los Pocitos. En algunos casos aparecen entre estas dos unidades las arenas saltuarias del miembro Los Crespines, siempre separadas a través de superficies de discontinuidad erosiva (Ramonell et al., 1992).

Geoformas asociadas

Las arenas de esta unidad fueron consideradas vinculadas genética y morfológicamente con cubetas de deflación de orientación NO-SE que aparecen en el área (Ramonell et al., 1992).

Miembro Los Crespines (asignado al periodo 500-300 años AP)

Según Ramonell et al. (1992) el Miembro Los Crespines se habría depositado durante la época colonial (500 a 300 años AP). No forma parte del estratotipo que define a la formación, sin embargo fue reconocido en el perfil del arroyo El Chulengo y corresponde a las arenas que forman pequeñas dunas longitudinales en el área de estudio, con alturas medias de 1 a 2 metros y, ocasionalmente, hasta 6 m (Ramonell et al., 1992). Aparece intercalado mediante superficies de discontinuidad erosiva entre los miembros Sayapé y el miembro superior.

Miembro Estancia Los Pocitos (incluye a las dunas actuales)

Litología

El miembro superior de la Formación El Chulengo está formado por 20 m de arenas con similares características texturales y composicionales a las del Miembro Sayapé, pero de color pardo amarillento y sin cohesión. Este miembro integra las arenas que constituyen las dunas activas que se reconocen a diversas alturas en el paisaje actual, así como las arenas fijadas por la vegetación que se encuentran en las cotas localmente más altas del estratotipo (Costa et al., 2005).

Edad

A partir de comentarios de pobladores locales y análisis de la migración de dunas con fotografías aéreas y teniendo en cuenta los desmontes y el avance de la frontera agrícola Ramonell et al. (1992) proponen la depositación de este miembro desde comienzos del siglo XX.

Relaciones Estratigráficas

Las arenas del miembro superior se encuentran en discordancia erosiva sobre los depósitos del miembro Sayapé o los depósitos del miembro Los Crespines cuando este último encuentra representado en el registro (Ramonell et al., 1992)

Geoformas asociadas

Este miembro representa a las arenas movilizadas por las dunas barjanoides activas actualmente, así como a las fijadas por vegetación en las crestas del área de sotavento de cubetas de deflación actuales (Ramonell et al., 1992)

1.4.3. Geomorfología

El área de este trabajo, a la que a partir de ahora llamaremos Campo Eólico Los Pocitos (CELP) para simplificar la lectura, ha sido caracterizada desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico por diferentes autores y utilizando distintas escalas de trabajo.

A una escala regional Iriondo (1990) define el Sistema Eólico Pampeano (SEP), el cual se compone de dos unidades principales que consisten en un Mar de Arena Pampeano (MAP) que se ubica en el sector occidental y una Faja Periférica de Loess (FPL) hacia el este y noreste (Fig. 8). El área aproximada del MAP es de 200.000 km^2. El campo eólico analizado en este trabajo se ubica dentro del Complejo Nahuel Mapá hacia el noroeste del MAP (Iriondo y Kröhling, 1995).

Los sedimentos aportados al SEP provienen principalmente del sistema hidrográfico Bermejo-Desaguadero-Salado, una cuenca de 248.000 km2 que se dispone en dirección aproximadamente NS sobre el límite oriental de las provincias de San Juan y Mendoza. En su trayecto este sistema recolecta sedimentos propios de las provincias geológicas Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y del Bloque de San Rafael (Iriondo y Kröhling, 1996). Contribuciones menores al sistema podrían estar relacionadas a eventos volcánicos (Teruggi, 1957), meteorización de afloramientos de Sierras Pampeanas (Blarasín y Sanchez, 1987) y aportes desde la cuenca del Paraná (Iriondo y Kröhling, 1996).

El MAP presentó distintos momentos de expansión y contracción durante el Cuaternario, desde su génesis entre 80.000 y 60.000 años A.P. En las etapas de aridez se produjo su crecimiento a través de la migración de dunas y la depositación de mantos eólicos. Por el contrario, en períodos húmedos predominaron los procesos edáficos junto a la contracción general del SEP (Iriondo y Kröhling, 1995). Para la zona de estudio estos autores mapearon un conjunto de geoformas que incluyeron en la unidad Complejo Nahuel Mapá (Fig. 9).

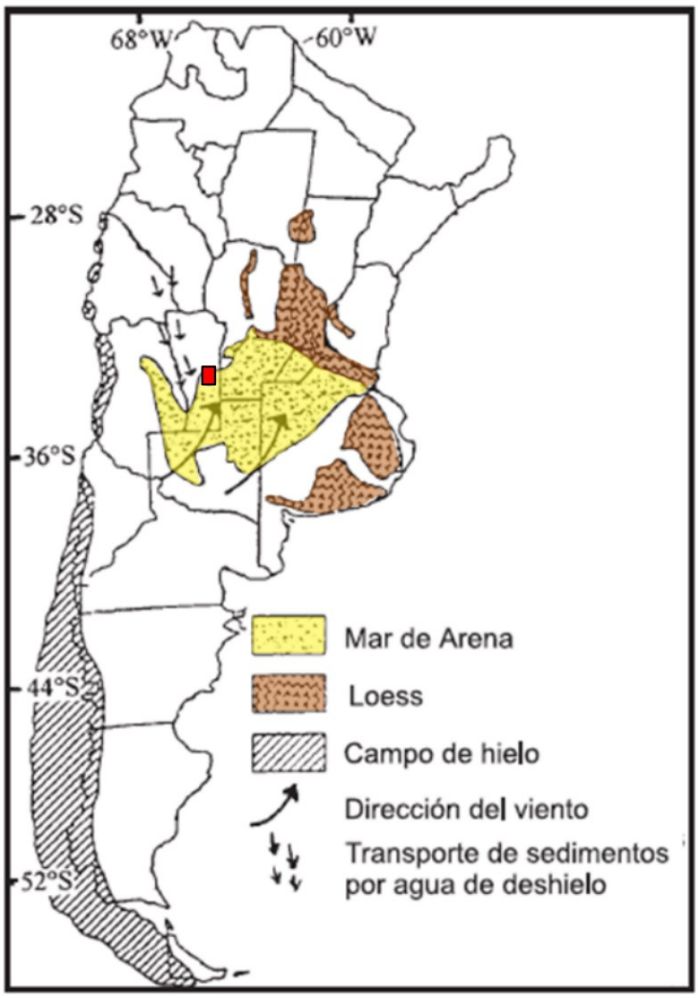


Figura 8: Componentes del Sistema Eólico Pampeano (modificado de Iriondo, 1990). El rectángulo rojo indica el área de estudio.

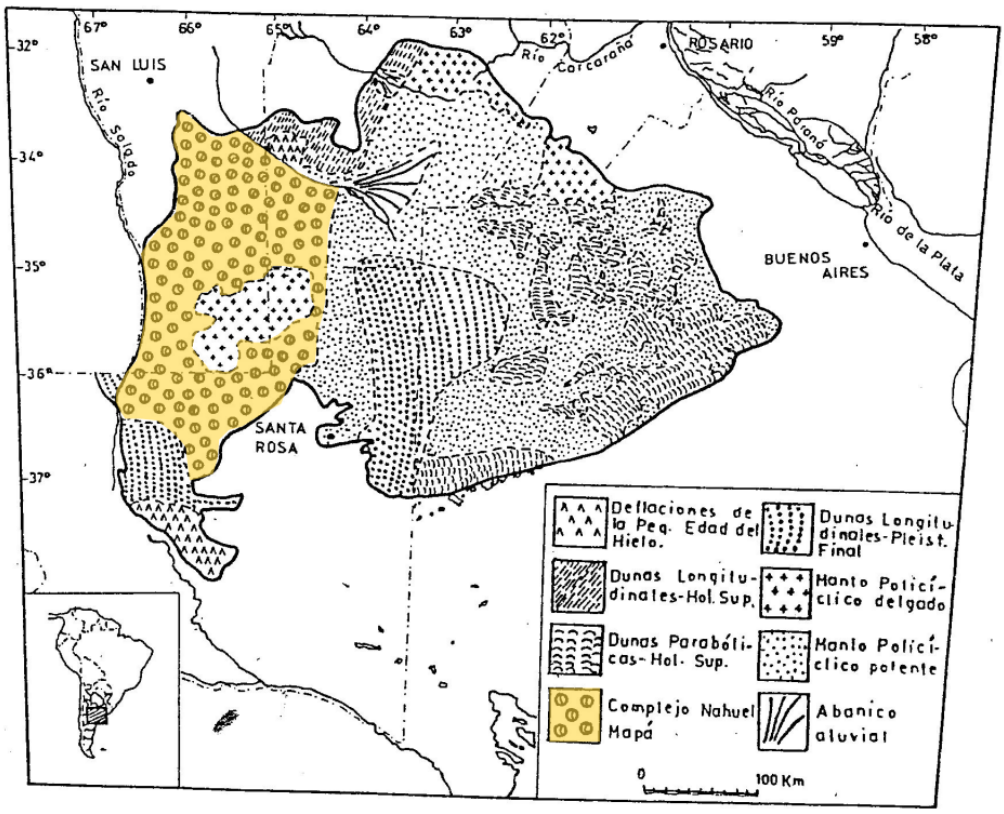


Figura 9: Detalle del Mar de Arena Pampeano (MAP) y ubicación del Complejo Nahuel Mapá (modificado de Iriondo y Kröhling, 1995)

Una revisión de los sistemas eólicos del centro de la Argentina ha sido realizada por Zárate y Tripaldi (2012). En dicha publicación se definen diferentes unidades eólicas, ubicándose el CELP dentro de los "Campos de Dunas Pampeanos Occidentales" (WPD, por sus siglas en inglés, Fig. 10).

La unidad WPD se ubica en la parte del centro y sur de San Luis y Córdoba. Se encuentra restringida por el sistema fluvial Desaguadero-Salado-Curacó (DSC) al oeste y por el piedemonte distal de las Sierras de San Luis al norte.

La región presenta una planicie drenada por el Río Quinto y pequeños cursos efímeros, en ella prevalecen las dunas estabilizadas de tipo *blowout* y parabólicas. Estas dunas se ubican cubriendo un paisaje ondulado de origen eólico formado por antiguas dunas que se orientan según paleovientos provenientes del SE y el NE. También aparecen patrones complejos de dunas longitudinales que se alinean en dirección NNO-SSE (Zárate y Tripaldi, 2012).

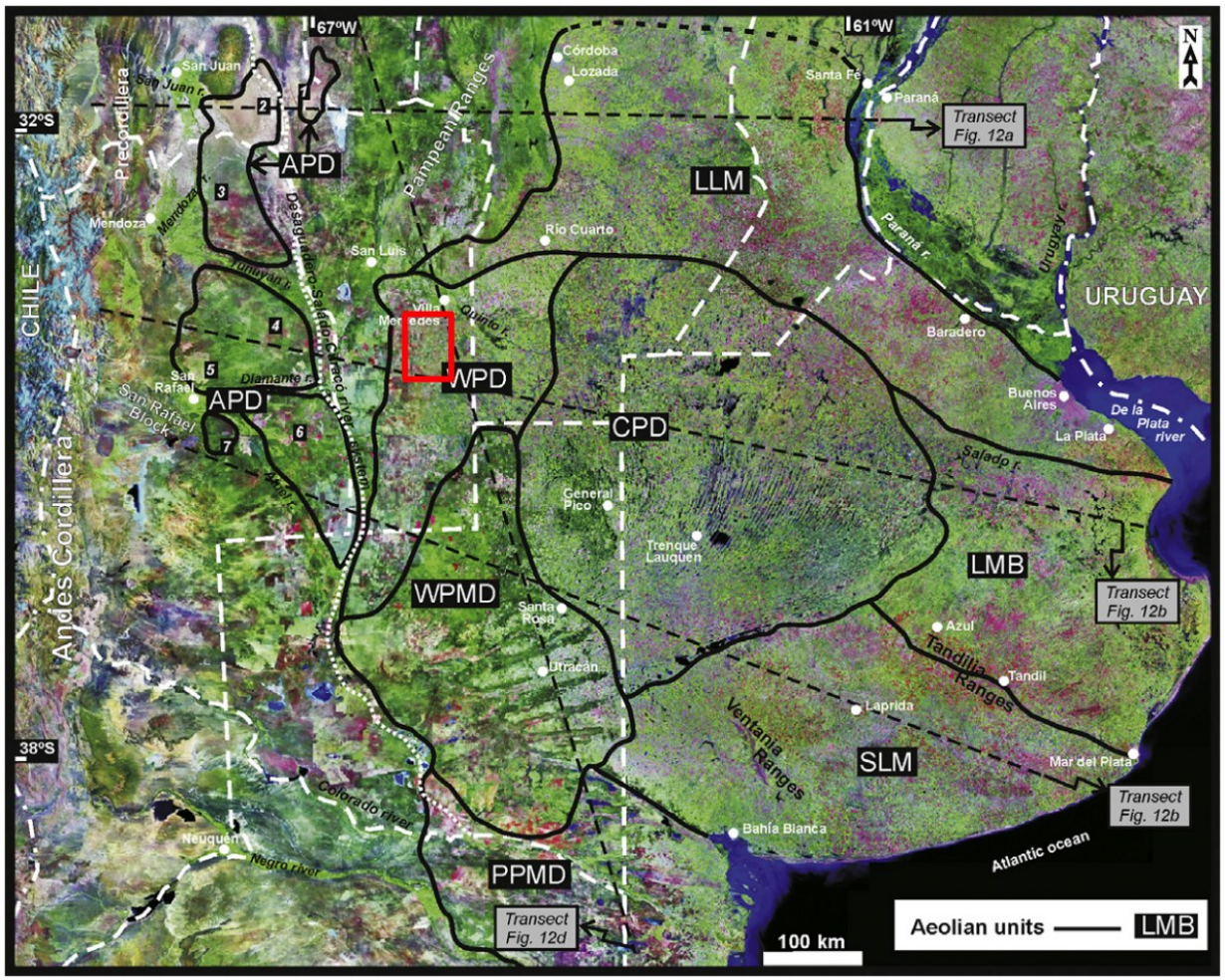


Figura 10: Unidades eólicas del centro de Argentina (tomado de Zárate y Tripaldi, 2012). El recuadro indica la zona de estudio.

A escala provincial la geomorfología fue caracterizada por González Díaz (1981), quien propone dividir las morfologías eólicas de las áreas de planicies en dos unidades geomorfológicas (Fig. 11) denominadas Zona Medanosa Austral y Zonas Medanosas Aisladas. El CELP se ubica en la primera de ellas, ocupando las Subzonas "Nororiental", "Central" y "Oriental y Suroriental".

La Zona Medanosa Austral en su conjunto se distingue por la ausencia absoluta de afloramientos rocosos, la preponderancia de sedimentos arenosos de origen eólico que constituyen una suave pendiente de inclinación hacia el SE, y una red de drenaje de escaso a nulo desarrollo, encontrándose lagunas efímeras y permanentes ligadas a cuencas de deflación, así como dispersos cursos fluviales efímeros de carácter endorreico.

La Subzona Nororiental contiene abundantes cuencas de deflación de planta subcircular y orientadas según vientos en dirección E-O. Generalmente las depresiones se hallan ocupadas por lagunas permanentes de agua dulce con control freático. La profundidad de las mismas oscila

entre los 2 m y 4 m. Al NE de esta subzona se distinguen numerosas dunas activas ("médanos vivos") que el autor atribuye a la perdida de fijación por el avance de actividades agrícola-ganaderas. Algunas de las principales lagunas que forman parte de esta unidad son Nassau, Del Durazno, Sayapé y Soven.

En la Subzona Oriental y Suroriental aparecen lomadas de orientación NNO-SSE con una cubierta vegetal natural. Sus dimensiones superan los 6 km de longitud y las alturas promedian entre 30 y 40 metros. Estas formas son interpretadas como largas dunas longitudinales o brazos de dunas parabólicas muy elongadas generadas por vientos del SSE. La continuidad de las morfologías se ve desvanecida debido a las actividades antrópicas, particularmente la ganadería, la agricultura y el abastecimiento de agua subterránea. Aisladamente se reconocen dunas activas que movilizan arenas que perdieron la vegetación fijadora. En este sector suelen aparecer lagunas solitarias y cursos fluviales incipientes, que responden a drenajes centrípetos locales y presentan indicios de erosión hídrica retrocedente.

Por último, la Subzona Central fue caracterizada por González Díaz (1981) como una estrecha faja de dunas que alcanza un ancho máximo de 60 km. Sobre una base de dunas transversales provenientes del oeste el autor identifica sobreimpuestas numerosas "sopladuras" que contienen depresiones eólicas e irregulares acumulaciones de arena a sotavento. La orientación es hacia el NNO y por su elevada concentración componen un "verdadero campo de sopladuras". Estas morfologías están adecuadamente fijadas por la cubierta vegetal natural y presentan un diseño en planta ovalado que no supera los 2 km de extensión en su eje mayor. A pesar de la abundancia de estas depresiones, en muy pocas ocasiones aparecen lagunas ocupándolas.

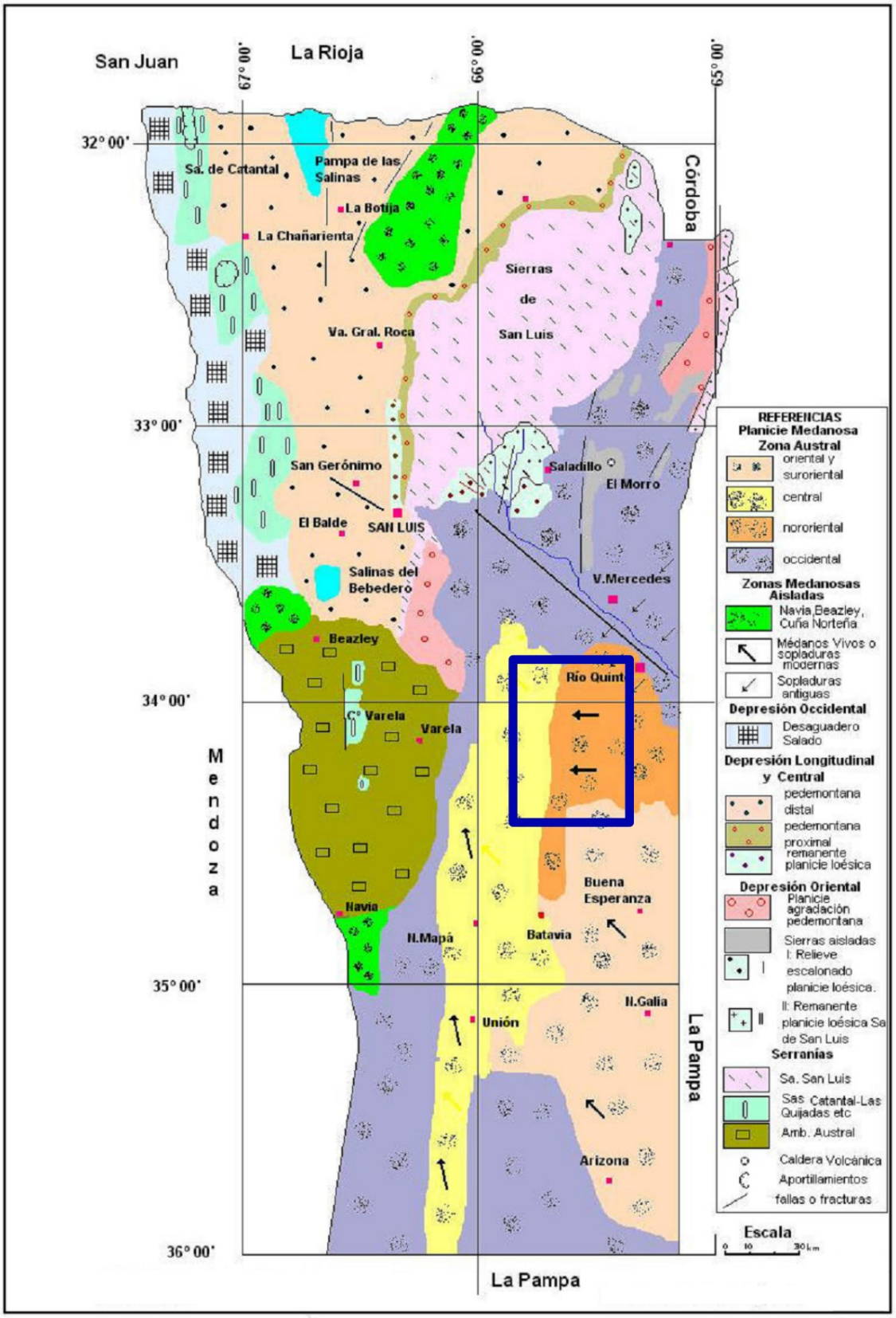


Figura 11: Unidades geomorfológicas de la provincia de San Luis (Según González Díaz, 1981. Digitalizado por Ivkovic et al., 2000). El recuadro indica el área relevada en el presente trabajo.

A escala local Tripaldi y Forman (2007) han estudiado el sistema eólico del sector sudeste de la provincia, denominándolo *"Campo de paleodunas de San Luis"*. Allí reconocieron un manto de arenas que muestra diferentes grados de deflación y retrabajo eólico, evidenciados por la aparicion de dunas *blowout* y parabólicas de pequeño tamaño. Este sistema fue dividido en cuatro unidades. El CELP, ubicado en la parte oriental, exhibe dos de estas unidades.

La unidad *"compound digitate and superimposed parabolic dunes"* (Fig. 12) aparece en el sector oriental y sur del CELP. Se caracteriza por ser un campo de dunas parabólicas compuestas y digitadas, que tienen un promedio de 2000 m de longitud y 1130 m de ancho. Los vientos que dan origen a estas morfologías provienen del sudeste. Dunas parabólicas incipientes se sobreimponen a las anteriores. También aparecen dispersos entre las dunas algunos hoyos de deflación poco profundos, de unos 250 m de diámetro.

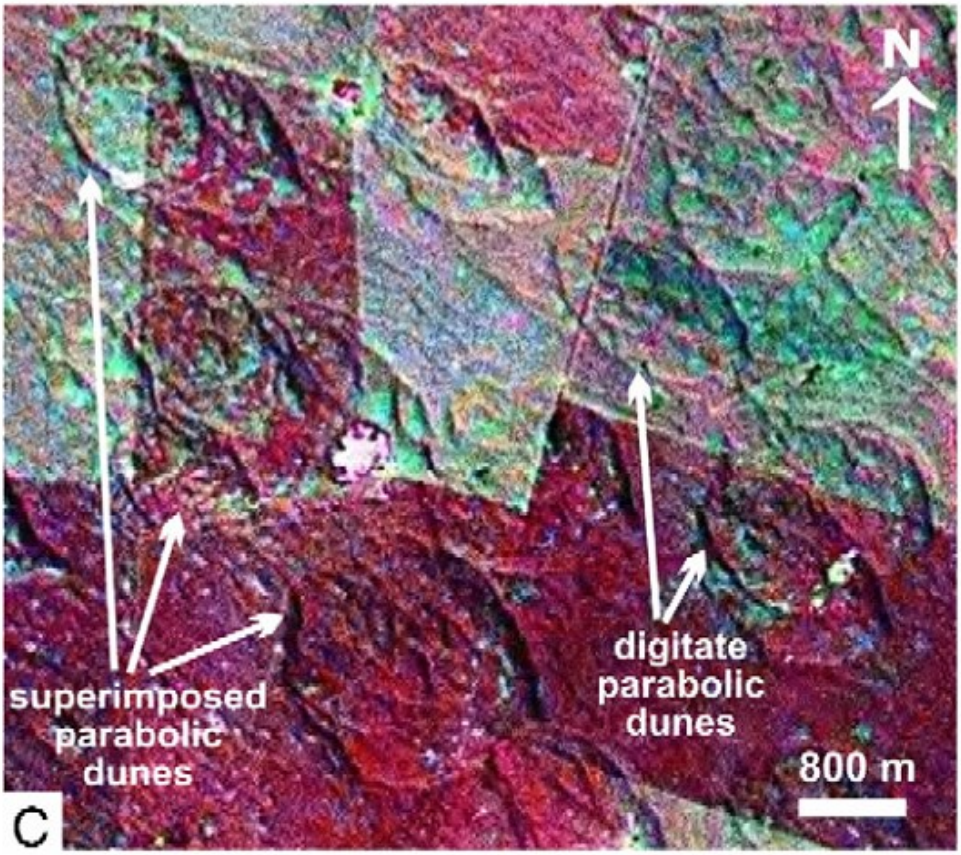


Figura 12: Morfologías típicas de la unidad "compound digitate and superimposed parabolic dunes". (Tomado de Tripaldi y Forman, 2007).

En la otra unidad, ubicada hacia el noreste del CELP, y cuyos autores denominaron *"blowout and lobate parabolic dunes"* (Fig. 13) se identifican *blowouts* activos de diseños irregulares, así como algunas dunas parabólicas. Es destacable la presencia de grandes superficies de arena suelta, alimentadas por la deflación de depósitos subyacentes a las morfologías actuales.

Los *blowouts* oscilan entre irregulares y subcirculares en planta, con extensiones que van desde las decenas de metros hasta 1,5 km de longitud. Se encuentran rodeados por lóbulos depositacionales y frecuentemente son ocupados por lagunas perennes.

En esta unidad también aparecen dunas parabólicas lobadas, que suelen incluir lagunas perennes en sus zonas deprimidas. Se sobreimponen pequeñas dunas *blowout* más jóvenes, que poseen contornos donde se pueden distinguir procesos activos de migración de arena, controlados por vientos del noreste.

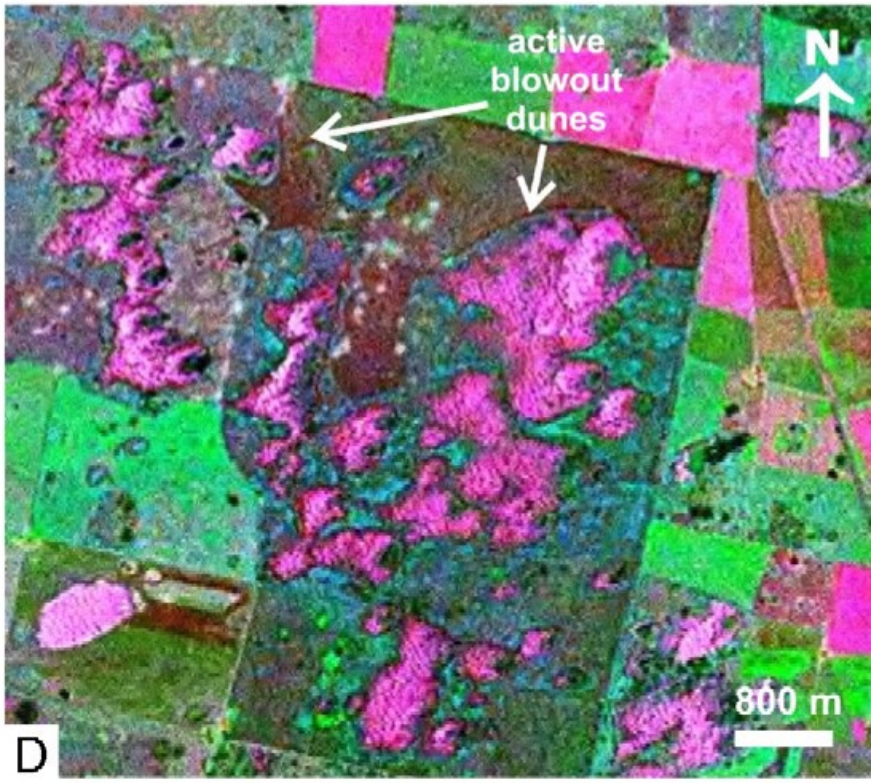


Figura 13: Morfologías típicas de la unidad "*blowout and lobate parabolic dunes*" (Tomado de Tripaldi y Forman, 2007).

1.5 Contexto ambiental

1.5.1. Clima

El clima del área estudiada ha sido clasificado como templado y de transición entre condiciones subhúmedas-húmedas al este y semiáridas al oeste, siguiendo el gradiente de precipitaciones de la región central de Argentina (Prohaska, 1976; Barros et al., 2010). Dentro del CELP las precipitaciones medias fluctúan entre los 700 mm y los 550 mm de este a oeste (Echeverría et al., 2006; Fig. 14). Las precipitaciones anuales medidas en la estación meteorológica Villa Reynolds (ubicada 10 km al sudeste de Villa Mercedes) promedian 697 mm para el periodo 1981-1990. La temporada estival registra los mayores valores de precipitación, concentrándose el 78,1 % del total anual en los meses de Octubre a Marzo (Fig. 15).

La temperatura media anual para el período 1981-1990 fue de 15,6ºC. Las medias anuales para temperaturas máximas y mínimas se ubicaron en 24°C y 8°C, respectivamente, y las temperaturas extremas registradas durante ese intervalo de tiempo alcanzaron 41°C como máxima absoluta y -10°C como mínima (Servicio Meteorológico Nacional, 1992). El régimen de heladas abarca los meses de abril a octubre con una media de 63 días por año con heladas en el período 1965-1985 (Peña Zubiate et al., 2000).

Durante el siglo XX ha habido significativas variaciones en el volumen de precipitaciones para la región central de Argentina (Compagnucci et al., 2002). Durante la primera mitad del siglo 20, en particular en la década de 1930 una importante sequía afectó a la región, con déficits de precipitaciones que oscilaron entre un 30% y un 66% (Fig. 16), lo cual impactó en la dinámica del paisaje, reactivando sistemas eólicos e incrementando la migración de dunas (Berton y Echeverría, 1999Tripaldi et al., 2013).

A partir de mediados de la década de 1970 se reconoce un aumento en las precipitaciones del orden del 20 al 30% (Agosta y Compagnucci, 2008), que junto a cambios en el uso del suelo relacionados al desmonte y el avance de la agricultura generaron un aumento de los niveles freáticos (Jobbagy et al., 2008; Santoni et al., 2010). Ambientalmente esto se tradujo en el aumento de la superficie de lagunas (Collado et al., 2002) y la intensificación de la erosión hídrica. Asociado a este fenómeno se produce la aparición de nuevos cauces en las redes de drenaje justo al norte del área estudiada (Contreras et al., 2013; González Tomassini, 2013).

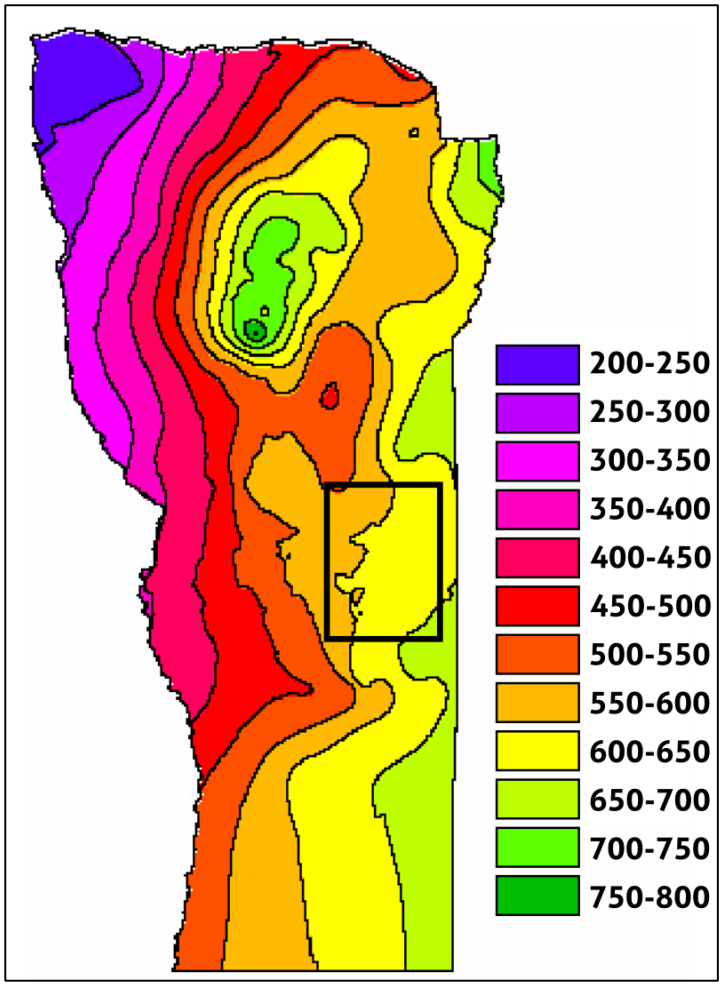
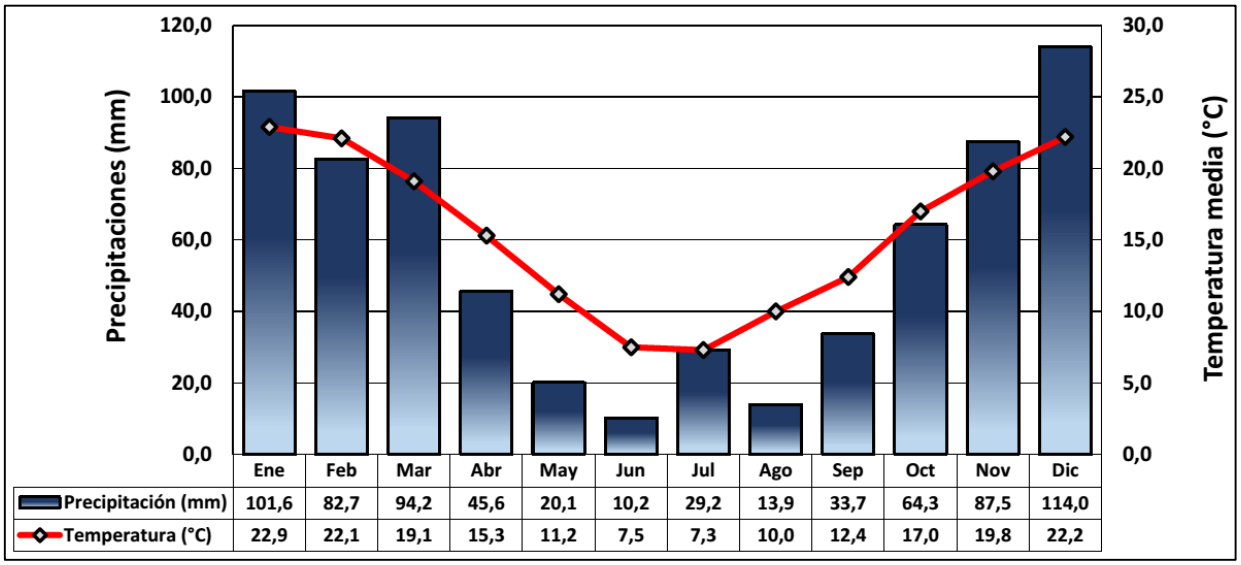


Figura 14: Mapa de isohietas de la provincia de San Luis (modificado de Echeverría et al., 2006), el recuadro indica el área estudiada en este trabajo.



	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación (mm)	101,6	82,7	94,2	45,6	20,1	10,2	29,2	13,9	33,7	64,3	87,5	114,0
Temperatura (°C)	22,9	22,1	19,1	15,3	11,2	7,5	7,3	10,0	12,4	17,0	19,8	22,2

Figura 15: Climograma de la estación meteorológica Villa Reynolds para el período 1981-1990 (según datos del Servicio Meteorológico Nacional, 1992)

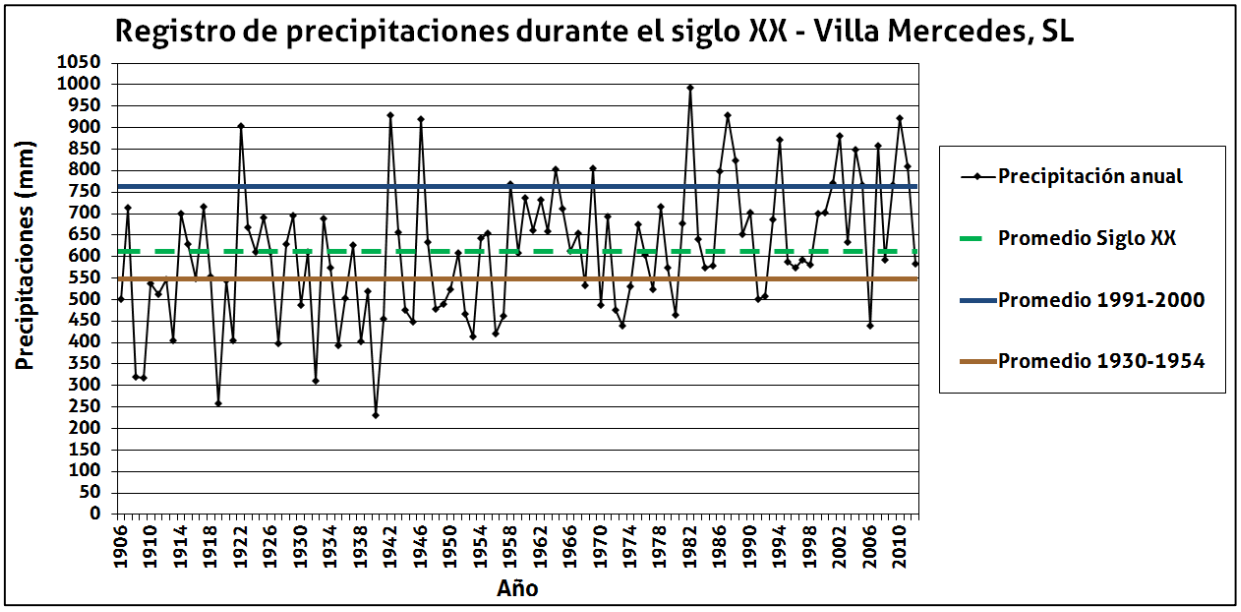


Figura 16: Registro de precipitaciones durante el siglo XX para la localidad de Villa Mercedes y rectas de promedio para la totalidad del siglo XX y para los periodos 1930-1954 y 1991-2000 (modificado de Tripaldi et al., 2013).

Para la estación meteorológica Villa Reynolds los vientos durante el periodo 1981-1990 promediaron una velocidad de 2,97 m/s. La temporada que presenta los valores máximos medios se extiende de Octubre a Marzo, en coincidencia con el periodo de mayores precipitaciones (Servicio Meteorológico Nacional, 1992). Al analizar las direcciones de proveniencia de los vientos se observa una importante variabilidad, concentrándose las mayores velocidades y frecuencias para vientos procedentes del NE, E y SE (Fig. 17).

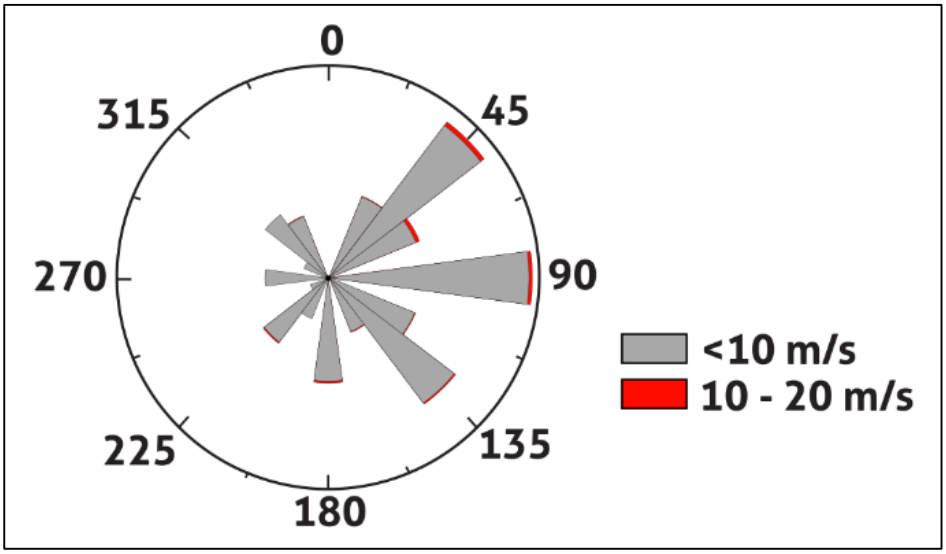
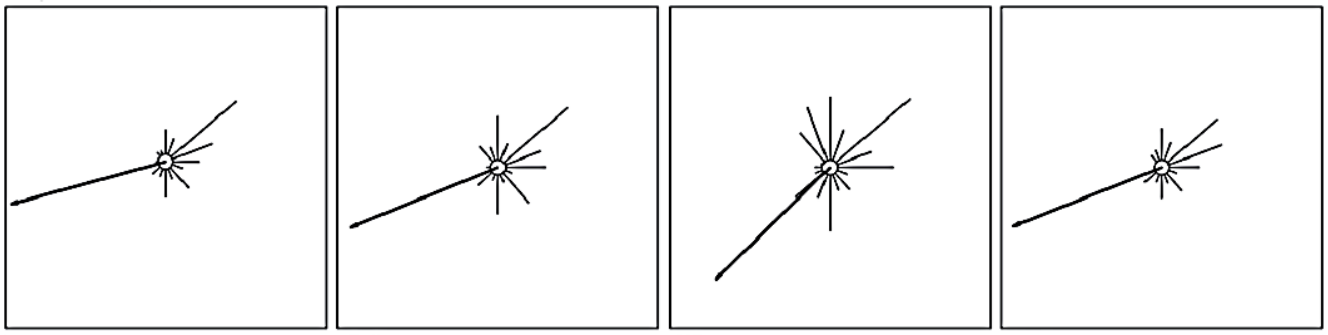


Figura 17: Patrón de vientos para la región de estudio según datos horarios de la estación meteorológica Villa Reynolds, periodo 1995-2005 (modificado de Tripaldi y Forman, 2007).

Tripaldi et al. (2013) analizaron los potenciales de transporte eólico de sedimentos para el área de estudio según la metodología propuesta por Fryberger y Dean (1979). Concluyen que la dirección resultante para el transporte potencial de arenas, en función de los patrones de vientos del área, varía estacionalmente y oscila entre transportes hacia el SO y el OSO (Fig. 18). El potencial de transporte resulta hasta cuatro veces mayor para los meses de primavera y verano. Los vientos en estos periodos se clasifican dentro de la categoría de intermedia a alta energía según la escala de Fryberger y Dean (1979) modificada por Bullard (1997).



Summer		Fall		Winter		Spring	
magnitude (RDP)	21,6	magnitude (RDP)	7.6	magnitude (RDP)	6.5	magnitude (RDP)	36.0
direction (RDD)	254.7	direction (RDD)	247.9	direction (RDD)	225.5	direction (RDD)	248.3
DP	43.3	DP	19.1	DP	24.3	DP	73.5
RDP/DP	0.50	RDP/DP	0.40	RDP/DP	0.27	RDP/DP	0.49

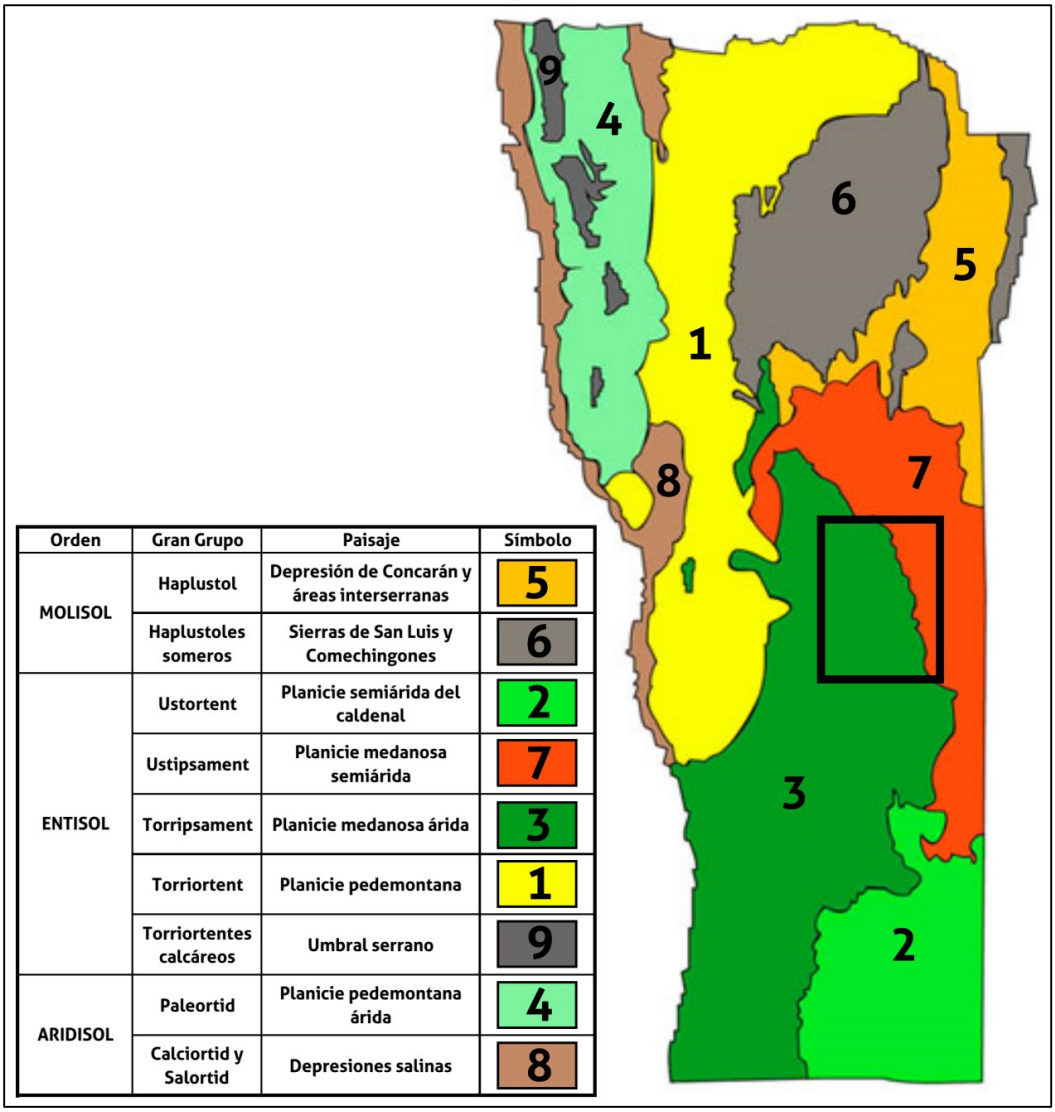
Figura 18: Arriba: Variación estacional de la dirección de vientos (línea fina) y vectores de *Resultant Drift Direction* (RDD, línea gruesa) para la estación meteorológica Villa Reynolds en el periodo 1995-2009. Abajo: Valores de *Resultant Drift Potential (*RDP), *Resultant Drift Direction* (RDD), *Drift Potential* (DP) y RDP/DP (tomado de Tripaldi et al., 2013).

1.5.2. Edafología

En la región de estudio los suelos actuales han sido clasificados taxonómicamente por Peña Zubiate et al. (2000) en la Hoja de suelos Villa Mercedes, producida por el INTA.

Los suelos reconocidos pertenecen al orden de los entisoles (suelos jóvenes con escaso desarrollo y débil horizonte A), específicamente a los grandes grupos ustipsamentes y torripsamentes (Fig. 19). Estos grupos corresponden a entisoles formados sobre material parental arenoso fino o franco-arenoso y en regímenes de humedad ústico y arídico, respectivamente.

Dentro de la superficie del CELP se han identificado las series de suelos Batavia, Buena Esperanza, Nahuel Mapa y Soven. El régimen de temperaturas es térmico, con temperaturas medias anuales del suelo a 50 cm de profundidad restringidas entre 15 y 22 °C.



Orden	Gran Grupo	Paisaje	Símbolo
MOLISOL	Haplustol	Depresión de Concarán y áreas interserranas	5
	Haplustoles someros	Sierras de San Luis y Comechingones	6
ENTISOL	Ustortent	Planicie semiárida del caldenal	2
	Ustipsament	Planicie medanosa semiárida	7
	Torripsament	Planicie medanosa árida	3
	Torriortent	Planicie pedemontana	1
	Torriortentes calcáreos	Umbral serrano	9
ARIDISOL	Paleortid	Planicie pedemontana árida	4
	Calciortid y Salortid	Depresiones salinas	8

Figura 19: Mapa de grandes grupos de suelos de la provincia de San Luis y ubicación del área de estudio (modificado de Panigatti et al., 2008)

El régimen de humedad que domina la edafología del área es mixto, con condiciones ústicas (período de lluvias coincidente con la estación cálida y momento de crecimiento de cultivos) en el sector oriental y condiciones arídicas (donde el promedio anual de la evapotranspiración supera el volumen de precipitaciones, generando déficit hídrico en los cultivos) en la parte occidental (USSCS, 1975).

Los suelos del área estudiada se caracterizan por un bajo grado de desarrollo sobre materiales parentales arenosos muy finos, de origen eólico, y con muy buena permeabilidad (Peña Zubiate et al., 2000)

Sus perfiles presentan una secuencia de horizontes que inicia con un horizonte Ap (no siempre presente) con labranza por agricultura pardo a pardo grisáceo, de textura arenosa o

franco-arenosa, generalmente el contenido de materia orgánica es escaso, aunque Forman et al. (2014) aseguran encontrar horizontes A con contenidos apreciables de la misma.

Debajo se ubica un horizonte de transición AC ócrico, arenoso fino y de color pardo amarillento (más o menos definido según cada serie de suelos). En la parte inferior del perfil aparece un horizonte C arenoso (Fig. 20).

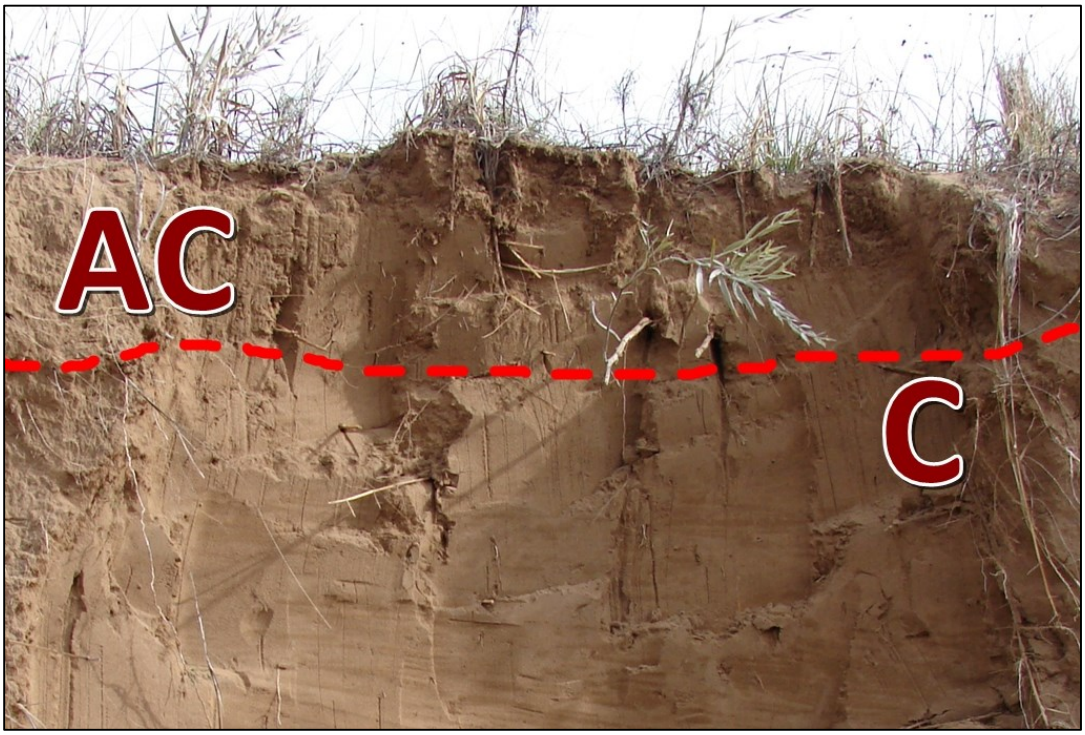


Figura 20: Entisol ubicado en la parte superior de la sección Emma, en el sector noroccidental de la zona de estudio. Presenta una secuencia de horizontes AC-C que evidencia un pobre grado de desarrollo edáfico. Se pueden observar ejemplares de pastizales y olivillo como cobertura vegetal.

Estos suelos exhiben una débil estructura en bloques subangulares o se encuentran no estructurados (grano simple). Un rasgo presente ocasionalmente son las microconcreciones de carbonato de calcio en el horizonte C (Peña Zubiate et al., 2000).

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) es menor a los 10 meq/100g, con sumas de bases ligeramente menores que mantienen los valores de saturación por arriba del 93%. Los cationes de intercambio principales son el calcio, el magnesio y el potasio. Estos suelos son fundamentalmente no salinos, aunque los valores aumentan ligeramente en las zonas deprimidas.

Se perciben grados variables de erosión eólica que van de nula a moderada, aunque la peligrosidad de erosión para la región es de moderada a alta. Según Collado (2004) los factores

que acrecientan la erosión eólica en la región son las prácticas agrícolas inapropiadas, la incorporación de tierras marginales al cultivo y la escasa cobertura vegetal, así como la existencia de suelos secos, sueltos y con abundantes partículas finas.

1.5.3. Vegetación

La vegetación de la zona estudiada se inscribe en la provincia fitogeográfica del Espinal, típica de la pampa occidental (Cabrera, 1971 y 1976). Esta región se caracteriza por poseer un paisaje de sabana dominado por especies arbóreas pertenecientes a los géneros Prosopis, Acacia, Celtis y Schinus, acompañadas por pastizales.

Los estudios de Anderson et al. (1970) muestran que la mayor parte del sector central y sur del campo eólico estudiado se ubica dentro del Área medanosa con pastizales e isletas de chañar (*Geoffroea decorticans*) (Fig. 21). Por su parte el sector noreste es parte de la unidad Bosque de Caldén (*Prosopis Caldenia*, Fig. 22a).

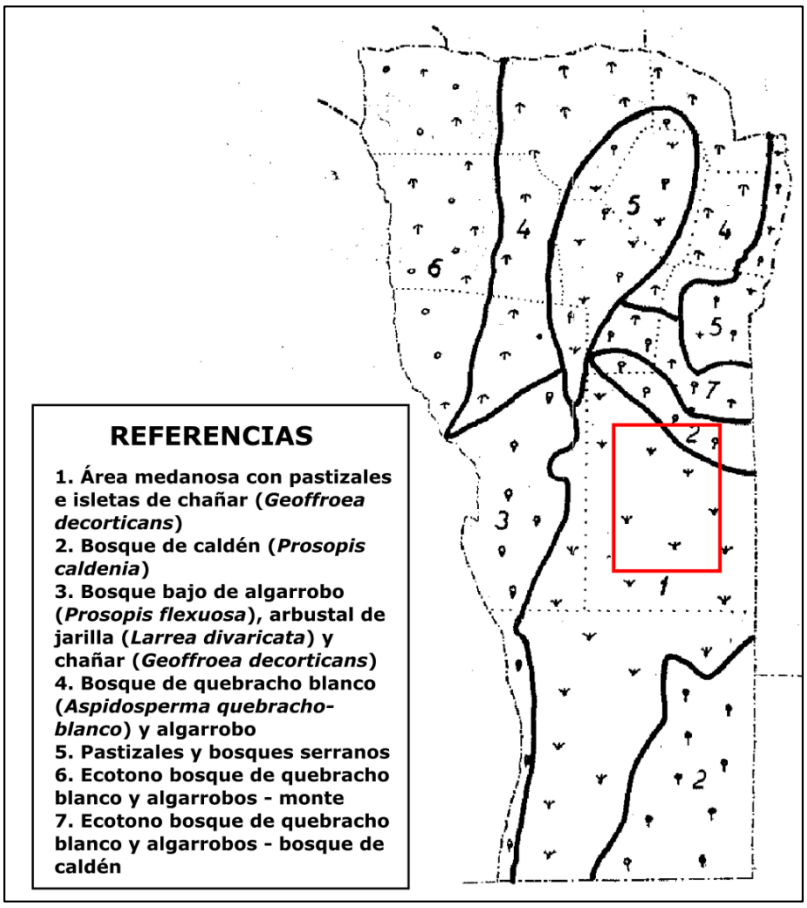


Figura 21: Mapa de formaciones vegetales de la provincia de San Luis, el recuadro indica la ubicación de la zona de estudio (modificado de Anderson et al., 1970)

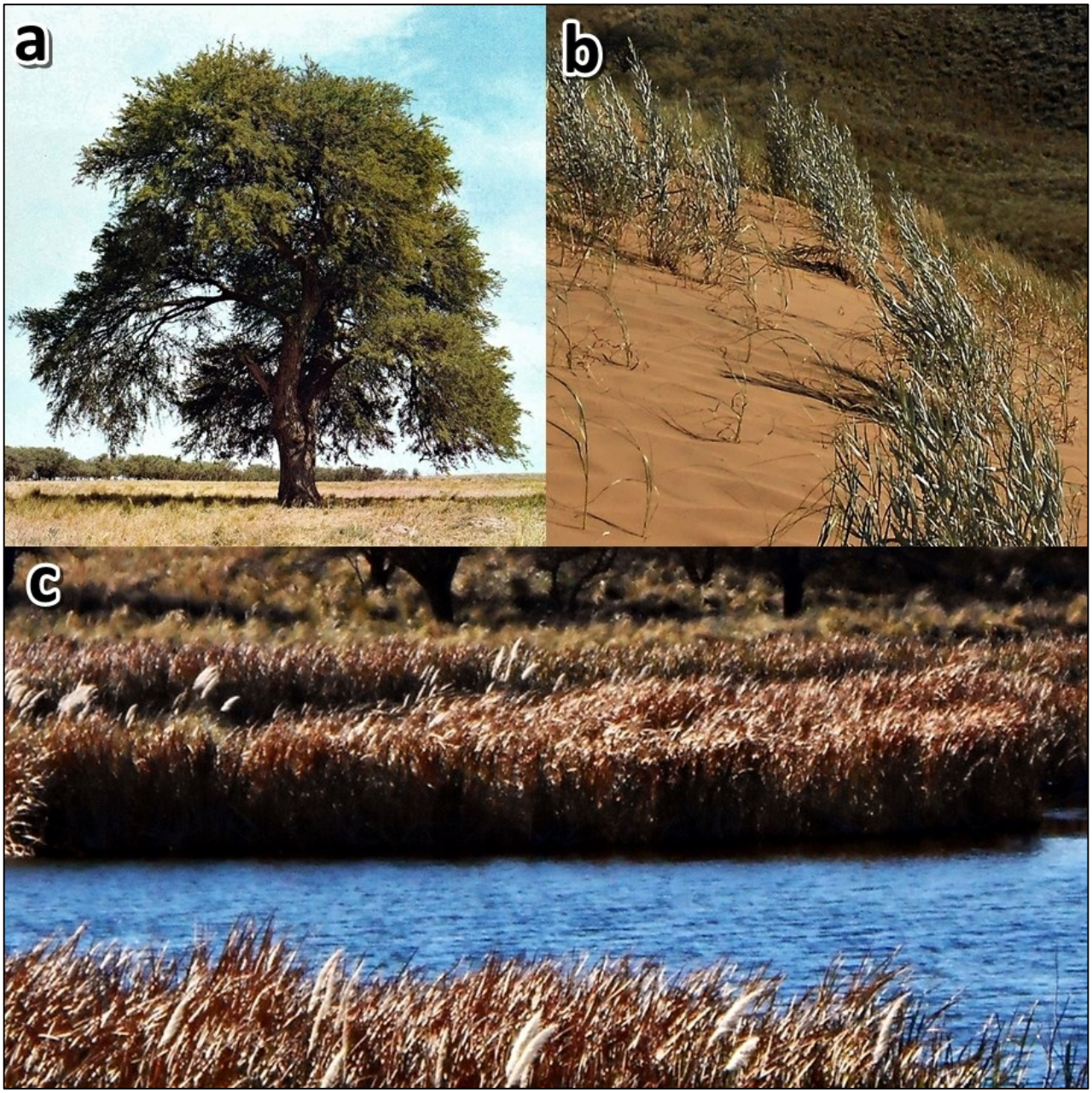


Figura 22: Diferentes ejemplares de la vegetación de la zona estudiada. A, caldén (*Prosopis Caldenia)* (tomado de Leonardis, 1975). B, olivillo en la cara de barlovento de una duna barjanoide. C, *Typha* y cortaderas en el margen de la Laguna Pocitos.

La vegetación de pastizales que suele encontrarse cubriendo las geoformas eólicas inactivas está representada por gramíneas de los géneros Stipa, Poa, Panicum, Sporobolus y Chloris, en conjunto con hierbas y arbustos como *Senecio sp.* y *Hyalis Argentea* (Olivillo, Fig. 22b especies). En los bordes de las lagunas y las zonas bajas suelen aparecer ejemplares de especies que toleran inundaciones periódicas y ocupan suelos muy húmedos con salinidades medias a altas, como *Cortaderia*, *Schoenoplectus* y *Typha* (Vilanova et al., 2015; Fig. 22c).

Los sectores de bosque han sufrido un proceso intenso de deforestación a partir de finales del siglo XIX para dar paso a la ganadería ovina (Tello Cornejo, 2002). Las zonas de pastizales fueron reemplazadas a comienzos del siglo XX por plantaciones de Alfalfa y en la actualidad los remanentes se utilizan de forma natural para la alimentación del ganado (Peña Zubiate et al., 1998).

El aumento de las precipitaciones trajo cambios en el uso de la tierra a partir de la década de 1970, pasando de actividades ganaderas a una mayor plantación de cultivos de interés agrícola que reemplazaron los pastizales naturales (Demaría et al., 2008). Las principales especies cultivadas son girasol, maíz, soja y sorgo. El periodo de siembra abarca los meses de primavera y la cosecha tiene lugar hacia fines del verano.

Además de los procesos de deforestación, Bogino y Jobbagy (2011) proponen que los aumentos en las precipitaciones y en el nivel freático contribuyen a la muerte de ejemplares de caldén. Por otra parte, este mecanismo realimentaría el proceso de aumento del nivel de los acuíferos debido a que los caldenes, con raíces profundas, tienen mayores requerimientos hídricos (Jobbagy et al., 2008).

1.6. Metodología

La realización del presente Trabajo Final de Licenciatura incluyó trabajos de campo, de laboratorio y de gabinete que se detallan a continuación.

Trabajo de campo

Se realizó una campaña de relevamiento, análisis y muestreo en el terreno entre los días 11 a 24 de mayo de 2015, en la cual se identificaron y caracterizaron las diferentes unidades geomorfológicas previamente reconocidas en imágenes satelitales analizando diferentes puntos de la zona de estudio planteada para este trabajo.

Paralelamente, para la caracterización e interpretación de los depósitos sedimentarios que conforman el área se levantaron 5 secciones sedimentarias y se describieron edafológicamente los niveles de paleosuelos encontrados. Los trabajos incluyeron también la obtención de fotografías para la ilustración y comprensión de procesos actuantes; el muestreo de sedimentos no consolidados para posteriores análisis de laboratorio. La ubicación de las secciones se realizó

utilizando GPS, y se tomaron datos de carácter cualitativo de la orientación de geoformas y medición de paleocorrientes a través de brújula tipo Brunton.

La descripción y diferenciación de las distintas unidades sedimentarias en las secciones estratigráficas se basó en la determinación, a ojo desnudo y con lupa de campo, del tamaño de grano, selección, color, estructuras sedimentarias, bioturbación y procesos edáficos presentes, utilizando en los casos necesarios comparadores visuales y tablas de determinación cromática (Tabla de colores Munsell). Los horizontes de los paleosuelos se describieron siguiendo la metodología propuesta por el Soil Survey Staff (Schoeneberger et al., 1998) y en el caso de horizontes carbonáticos se siguió la diferenciación de estadíos propuesta por Machette (1985). Los espesores fueron medidos con cinta métrica.

Por otra parte, durante la estadía en la provincia de San Luis se colaboró en tareas relacionadas a la adquisición de testigos sedimentarios del fondo de lagunas que no han sido utilizados en el presente trabajo, pero si contribuyeron a la formación práctica del autor como geólogo. También se ayudó en el análisis sedimentológico de los mismos y en la preparación de muestras para palinología y dataciones radiocarbónicas en el laboratorio del Grupo de Estudios Ambientales (GEA) de la Universidad Nacional de San Luis, ubicado en la capital provincial.

Trabajos de Laboratorio

Las tareas comprendieron determinaciones granulométricas y petrográficas de grano suelo para estudiar los sedimentos inconsolidados que conforman la cubierta sedimentaria del área de estudio.

Para las determinaciones texturales se procedió al tamizado y pipeteado de los sedimentos muestreados en el campo. Se trabajó en el laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA) utilizando técnicas de tamizado en seco para todos los casos, complementando con pipeteado para aquellas muestran que mostraban porcentajes de fracciones fangosas mayores al 10 %.

Durante el tamizado se usaron tamices estandarizados tipo Tyler y un agitador Ro-Tap. La preparación de las muestras consistió en secado al aire sobre hojas de papel durante 3 a 4 días, posterior cuarteado y separación a ojo desnudo de excepcionales restos de materia orgánica macroscópica que se identificaron en algunos casos. Los tamices se organizaron en dos pilas comprendiendo entre 355 µm a 38 µm (correspondientes a valores de escala phi 1,50 a 4,75). El tamaño de los intervalos utilizado corresponde a ¼ de valores de la escala phi (Krumbein, 1934),

excepto para las muestras pipeteadas, donde por la resolución del método se utilizaron intervalos de ½ phi. Se priorizó entonces tener resultados a ¼ de phi para las muestras con escasa cantidad de fango pero a su vez utilizando los tamices disponibles para los tamaños de limo grueso y obtener así los porcentajes de estas fracciones.

Por su parte, aquellas muestras (SL15A-16 y SL15A-17) con mayor proporción de fango debieron ser analizadas mediante tamizado y pipeteo. Además, las mismas mostraban mayor consolidación por presencia de materia orgánica y significativa reacción al ácido clorhídrico por lo que necesitaron un procedimiento adicional. La materia orgánica se removió utilizando agua oxigenada (20 vólumenes) y los carbonatos a través de ácido clorhídrico (concentración 10%), trabajándose en ambos casos bajo campana.

Los productos de las reacciones nombradas anteriormente fueron retirados de las muestras como sales solubles utilizando agua destilada. Las fracciones mayores a 38 µm fueron separadas en húmedo y se dejaron secar para su posterior tamizado en seco. Las fracciones menores, junto con el remanente del tamizado menor a 38 µm ("residuo en plato") fueron tratadas con solución de hexametafosfato de sodio (Calgón) para lograr la dispersión de arcillas y posteriormente fueron pipeteadas en húmedo, basándose en la ley de Stokes.

Este procedimiento consiste en tomar muestras representativas de las distintas fracciones granulométricas considerando su velocidad de decantación en función del tamaño de grano. Para ello se colocaron los sedimentos en una probeta de 1000 ml, se agitó hasta lograr una dispersión homogénea y con el uso de un cronómetro se determinó el momento de extracción de cada una de las fracciones. Debido a las imprecisiones propias del método y el operador los resultados obtenidos son confiables para partículas de tamaños mayores a 7 phi.

Posteriormente, los resultados en peso de los tamizados y pipeteados se volcaron en planillas de cálculo (Microsoft Excel 2013 y OriginPro 8) para obtener histogramas, curvas de frecuencia acumulada y parámetros estadísticos. Se utilizaron para ello los cálculos de momentos para la media y selección, medidas gráficas según las fórmulas de Folk y Ward (1957) para la asimetría, agudeza, y se calcularon también la mediana, moda y percentil del 1%.

Los resultados se analizaron mediante clasificaciones texturales para caracterizar cada una de las muestras según los criterios estadísticos de Folk y Ward (1957) y esquemas triangulares granulométricos de Folk et al. (1970). Luego se analizaron tendencias por medio de gráficos bivariantes de phi 1% en función de la media, asimetría versus media, relación agudeza y media y selección versus media.

Con el objeto de complementar la información obtenida de las distintas unidades geomorfológicas de sectores que no pudieron visitarse durante los trabajos de campo se utilizaron datos estratigráficos y texturales de dos localidades (secciones Nicolás y Diego) y se revisitaron otras localidades y emplearon datos texturales de las mismas obtenidos mediante sedígrafo laser. Los resultados texturales crudos fueron procesados y analizados del mismo modo que fue descripto previamente.

Los trabajos de laboratorio incluyeron también determinaciones petrográficas de muestras de arena. El análisis de la composición de los clastos se realizó a través de cortes delgados fabricados a partir de granos sueltos de arena mediana (entre 355 y 180 micrones de diámetro), embebidos en resina epoxi. Los cortes se estudiaron en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA) utilizando microscopios petrográficos Leica DM750p.

A partir de la observación, tanto en ausencia como en presencia de analizador de luz polarizada, se determinó la naturaleza de los clastos. Se diferenciaron los siguientes litotipos: fragmentos monominerales de cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, feldespato potásico, plagioclasa, microclino, opacos y accesorios menores. Dentro de los fragmentos líticos se reconocieron los pertenecientes a rocas volcánicas con texturas felsíticas, volcánicas con texturas microlíticas, sedimentarios epiclásticos, sedimentarios carbonáticos, plutónicos y metamórficos. Los fragmentos isótropos vistos con analizador que se adjudicaron a vidrio volcánico se distinguieron entre trizas y fragmentos pumíceos. Por cada corte delgado se contabilizaron las composiciones de 300 clastos y con los resultados se generaron clasificaciones triangulares (Folk et. al, 1970). También se observó el grado de redondez de los distintos clastos, siguiendo la clasificación de Powers (1953). Se tomaron fotografías de los cortes delgados a distintos aumentos para ilustrar las descripciones de cada uno de ellos.

Trabajos de gabinete

En primer lugar se realizó una recopilación bibliográfica de antecedentes geológicos de la zona estudiada y del centro de Argentina, utilizando hojas geológicas, trabajos de publicaciones periódicas, actas de congresos científicos e incluso un Trabajo Final de Licenciatura de esta casa de estudios. Posteriormente se profundizó en aspectos relacionados a la dinámica geomorfológica y ambiental del sistema eólico estudiado en el trabajo para poder comprender los procesos que actuaron durante el Cuaternario y contribuyeron al modelado del

paisaje. La consulta de trabajos relacionados a la Ecología, la Hidrología, y la Climatología ayudaron a complementar las propuestas presentadas a lo largo de este texto.

En gabinete también se realizaron los estudios de mapeo geológico y análisis morfométrico de las geoformas eólicas. Para ello se trabajó con imágenes satelitales ETM+ a color del espectro visible producidas por los programas Landsat 7 y 8 y datos del modelo de elevación digital SRTM de la NASA. La ubicación de estos datos corresponde al Path 229 y Row 084 de las órbitas satelitales, y fueron adquiridos a través de los sitios http://glcf.umd.edu de la Universidad de Maryland y http://earthexplorer.usgs.gov del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). Estos archivos fueron incorporados a un sistema de información geográfica (SIG) que se manejó con la plataforma ArcMap 10.2. Para las tareas de mapeo en detalle de geoformas se utilizaron imágenes tomadas de Bing Maps y Google Earth Pro. Con este último programa se realizó la medición sistemática de las dimensiones (longitud y ancho) y orientación de las dunas identificadas. Los datos de caminos vecinales y toponimia de estancias y lagunas fueron obtenidos del Atlas Geográfico Digital de la Provincia de San Luis, elaborado por la Universidad de La Punta (http://www.atlasdesanluis.edu.ar), y del Sistema SIG 250 del Instituto Geográfico Nacional.

2. Geomorfología

A partir de las observaciones de campo y la interpretación de imágenes satelitales y modelos de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés) se realizó un mapa geomorfológico de escala 1:220.000 (ver anexo) en el que se definieron cuatro unidades geomorfológicas. Cabe destacar que las mismas presentan límites mayormente transicionales entre sí, observándose en algunos casos la superposición de una unidad sobre otra (Fig. 23).

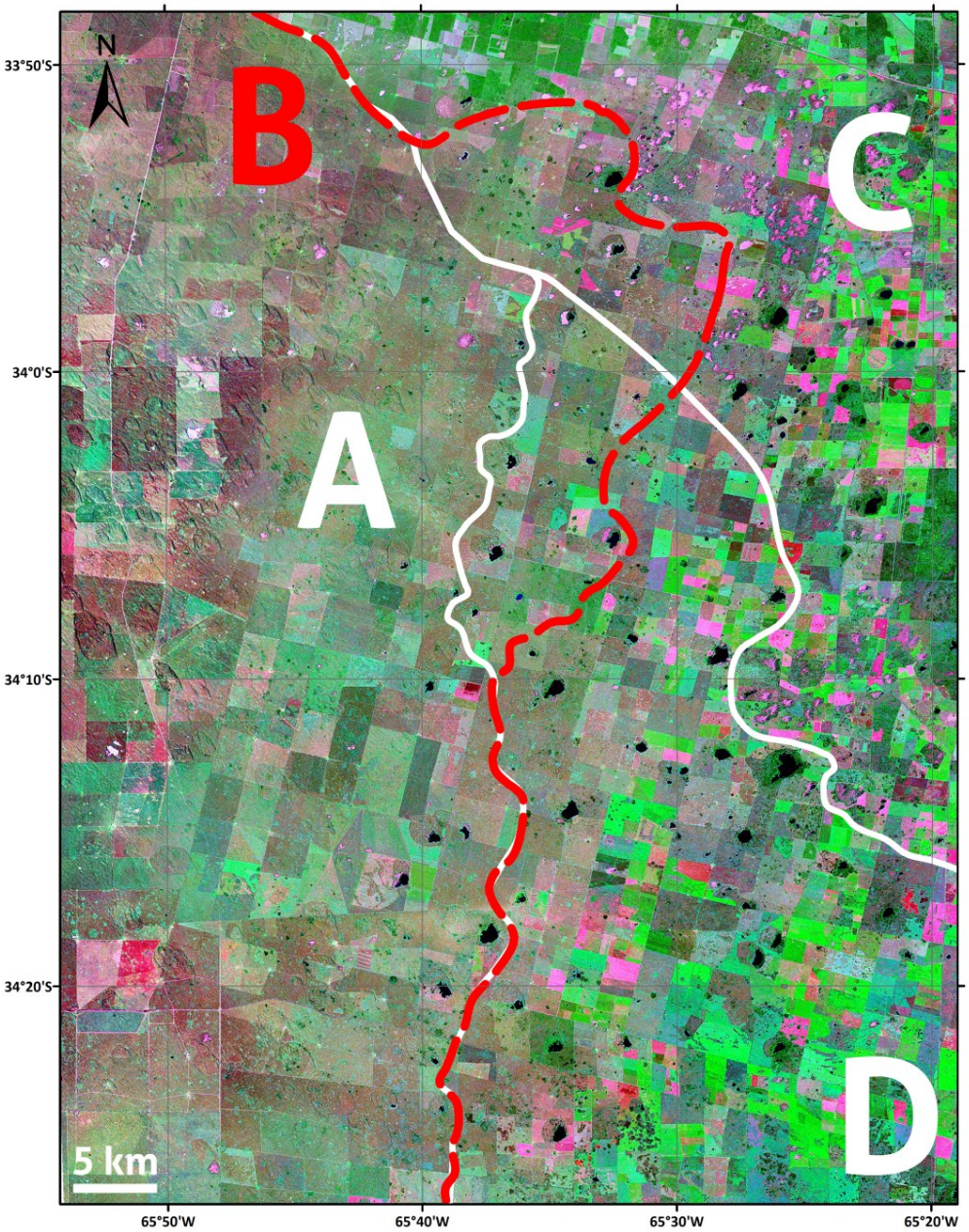


Figura 23: Unidades geomorfológicas reconocidas en la zona de estudio. La unidad B (rojo) muestra superposición con las restantes unidades.

El relieve general del área se corresponde al de una llanura ondulada, con una pendiente regional hacia el SE (Fig. 24 DEM). Las cotas van desde los aproximadamente 600 msnm en el sector oeste y disminuyendo hasta 350 msnm, conformando una muy suave pendiente regional de alrededor de 0,2°.

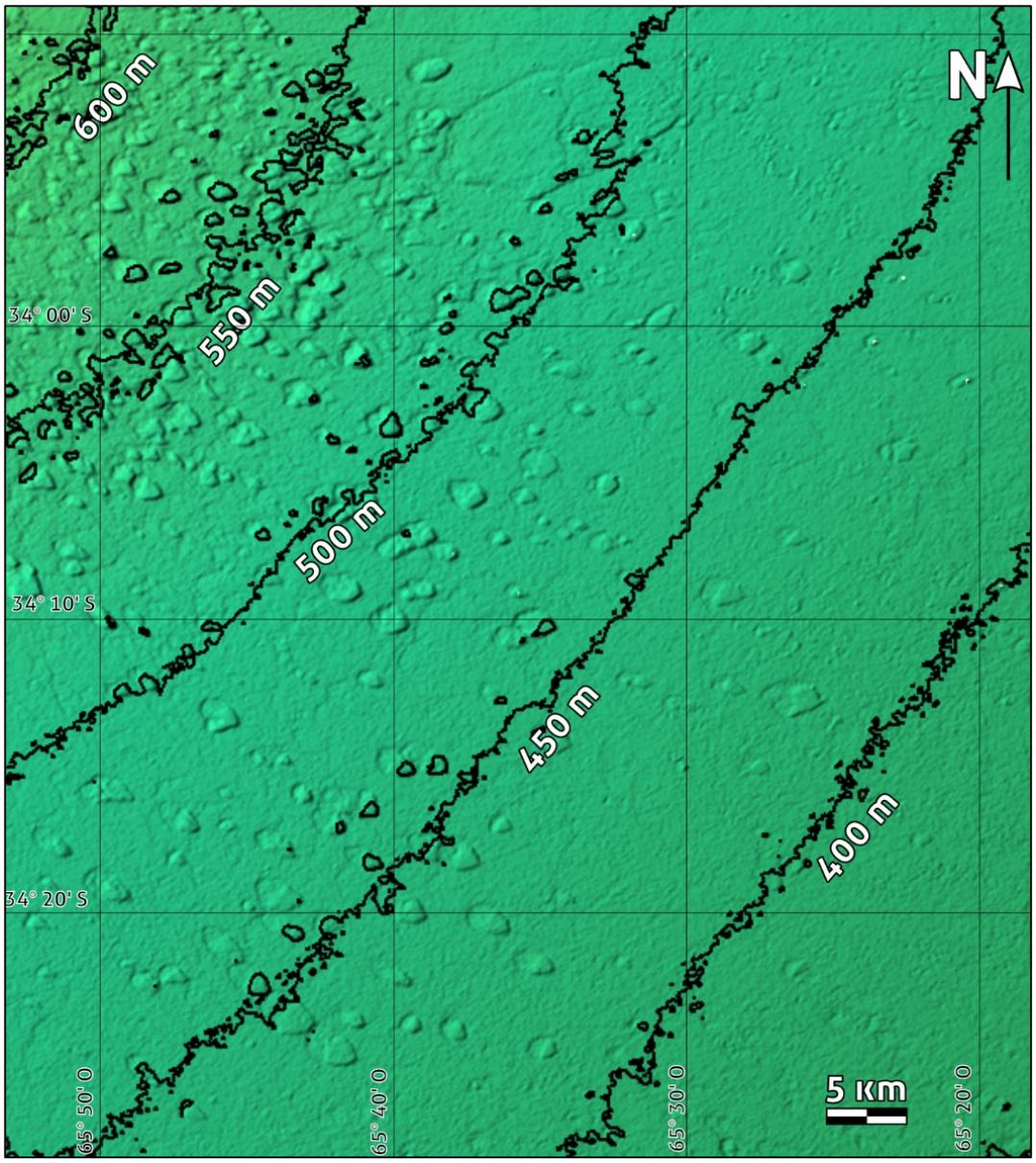


Figura 24: Imagen DEM SRTM del área estudiada. Relieve exagerado por 5 y sombreado de pendientes.

El paisaje se encuentra dominado por geoformas de origen eólico, que presentan diferentes diseños, orientaciones y dimensiones. La clasificación adoptada sigue las tipologías de dunas propuestas por McKee (1979) y que resulta la sistematización más ampliamente aceptada en la comunidad de estudios eólicos. En este trabajo se ha adoptado el concepto de duna *blowout*, propuesto por el mismo autor. Este tipo de duna consiste en una depresión por deflación y un lóbulo depositacional periférico. Debido a que en la literatura no se han encontrado traducciones satisfactorias que reflejen las propiedades de estas morfologías se decidió utilizar aquí el término duna *blowout*, en lugar de hoyo de deflación, ya que las geoformas estudiadas no consisten únicamente en un rasgo erosivo sino también depositacional.

A grandes rasgos en el CELP dominan las dunas *blowout*, parabólicas y barjanoides (Fig. 25), encontrándose patrones compuestos y complejos debido a la superposición de distintas morfologías.

Los distintos patrones de dunas fueron caracterizados según su aspecto en imágenes satelitales y en el campo, y mediante el análisis morfométrico de las mismas.

Las variables observadas en las dunas fueron largo, ancho y azimut de procedencia del viento (Fig. 26). Para dicha tarea se utilizaron las herramientas de medición del programa Google Earth Pro.

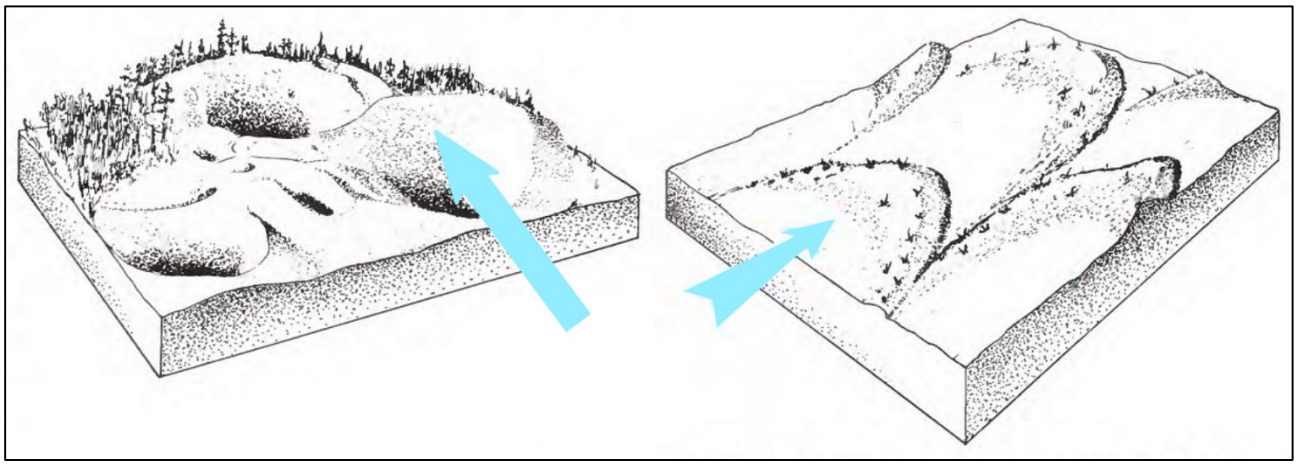


Figura 25: Ilustraciones de dunas *blowout* (izquierda) y parabólicas (derecha) (tomado de McKee, 1979). Las flechas indican las direcciones de viento predominantes en su generación.

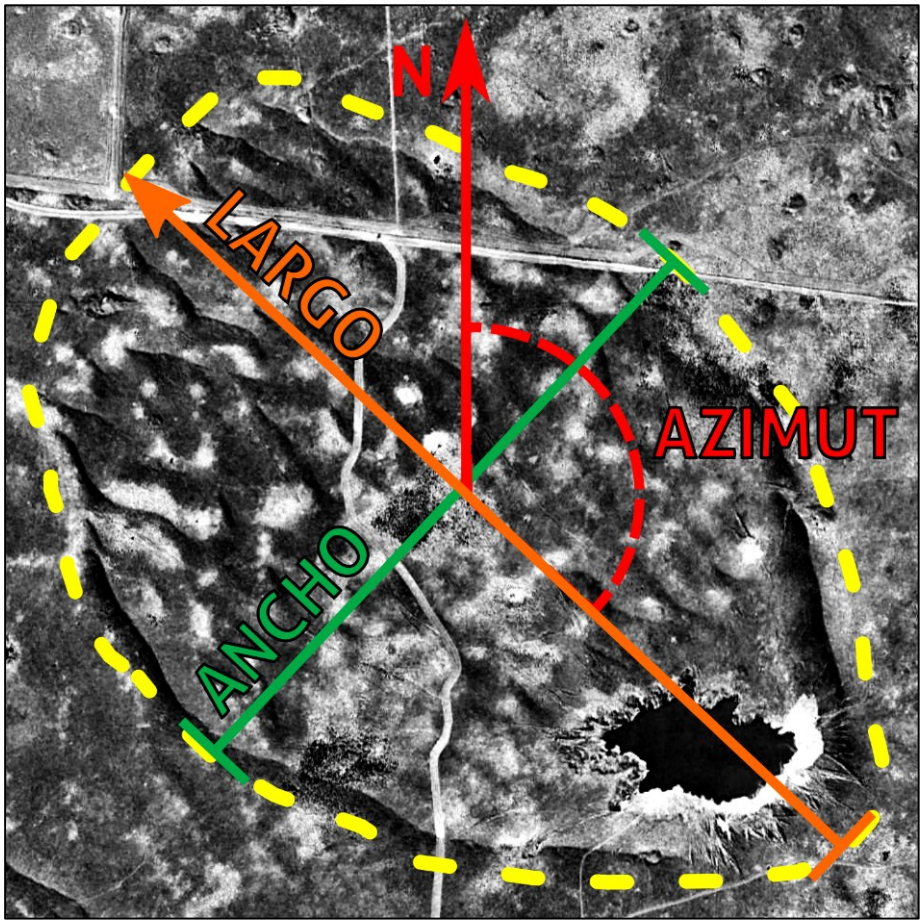


Figura 26: Variables morfológicas medidas en cada duna *blowout*. Largo, ancho y azimut de proveniencia de vientos. La línea punteada amarilla indica el borde la geoforma.

En el sector oriental del área analizada son abundantes los cuerpos lacustres perennes, desarrolladas en los sectores más profundos de las depresiones de deflación de las dunas *blowout* (Fig. 27). Estas lagunas se formaron por el aporte de aguas freáticas (González, 1981; Collado et al., 2002). El nivel de sus aguas fluctúa entonces controlado por variaciones en la superficie freática del acuífero libre, y por las precipitaciones locales.

El aumento en las precipitaciones desde fines de la década de 1970 ha generado un aumento en el nivel de estas lagunas y por lo tanto en su superficie (Collado et al., 2002). El análisis multitemporal de estas imágenes permite ver avances en la línea de costa de las lagunas del orden de decenas de metros para el periodo 1982 - 1992 (Fig. 28).

Figura 27: Aspecto de las lagunas que ocupan depresiones.

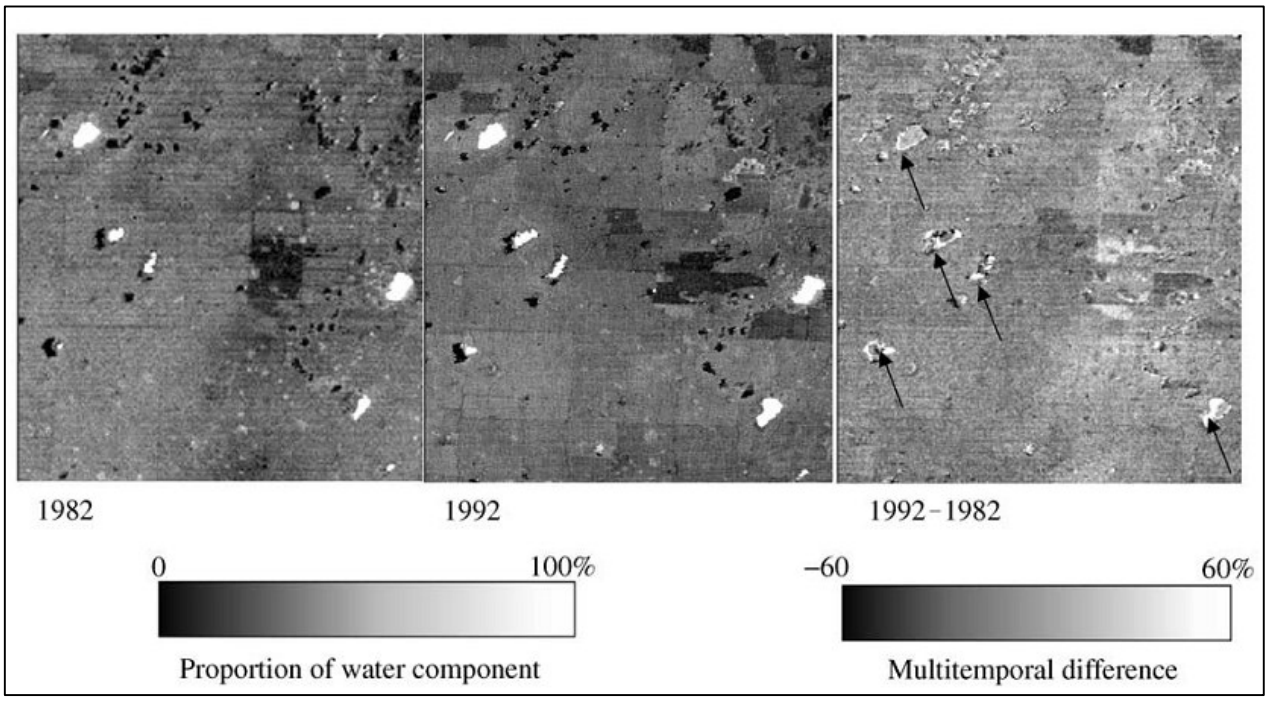


Figura 28: Análisis multitemporal de imágenes satelitales. Se aprecia el aumento de la superficie de lagunas, en blanco, entre los años 1982 y 1992. La imagen de la derecha indica la intensidad de cambios detectados. Las flechas señalan los cambios más significativos (tomado de Collado et al., 2002).

Un rasgo característico de la zona estudiada es la ausencia de una red de drenaje integrada. No existen cursos fluviales importantes en todo el sector de la provincia de San Luis al sur del Río Quinto (Fig. 29), y al este del meridiano 66º 10´. Por el contrario, en el área de estudio el escurrimiento superficial es arréico, y controlado por la presencia de las lagunas descriptas anteriormente, en un diseño anárquico donde domina la infiltración por sobre la escorrentía superficial. Sin embargo, aparecen en sectores aislados del norte de la zona de estudio relictos de meandros abandonados relacionados a la planicie de inundación del Río Quinto parcialmente cubiertos por los depósitos eólicos.

Como parte del relevamiento geomorfológico se identificaron y mapearon las lagunas presentes en el área de estudio, compilando información disponible del Instituto Geográfico Nacional y digitalización propia. Así pueden verse en la figura 29 las múltiples lagunas permanentes que se concentran en la mitad oriental del área estudiada. Sus superficies son variables, oscilando entre los 0,02 km^2 en las lagunas más pequeñas del SE a los 0,76 km^2 de la Laguna Capelén en el NE. La laguna Pocitos, una de las localidades de referencia para este trabajo, exhibe un área de 0,2 km^2.

Desde el punto de vista socioeconómico, el área ha sido destinada a actividades ganaderas desde finales del siglo XIX (Tello Cornejo, 2002). Desde mediados del siglo XX y particularmente en las últimas décadas el avance de la frontera agrícola en dirección al oeste ha resultado en la multiplicación de campos sembrados con distintos cultivos, destacándose en las observaciones de campo el maíz y la soja (Tello Cornejo, 2002; Demaría et al., 2008).

Paralelamente a estas actividades la cobertura vegetal del suelo ha ido cambiando, mediante la tala y el desmonte, desde la vegetación del espinal y caldenes que dominaban el sistema naturalmente a los cultivos de origen antrópico.

Por todo lo comentado anteriormente, así como por la construcción de caminos y la nivelación de las parcelas, es que muchos de los rasgos geomorfológicos se ven desdibujados y alterados, dificultando en algunos casos su identificación, medición y mapeo, principalmente en la parte oriental del Campo Eólico Los Pocitos.

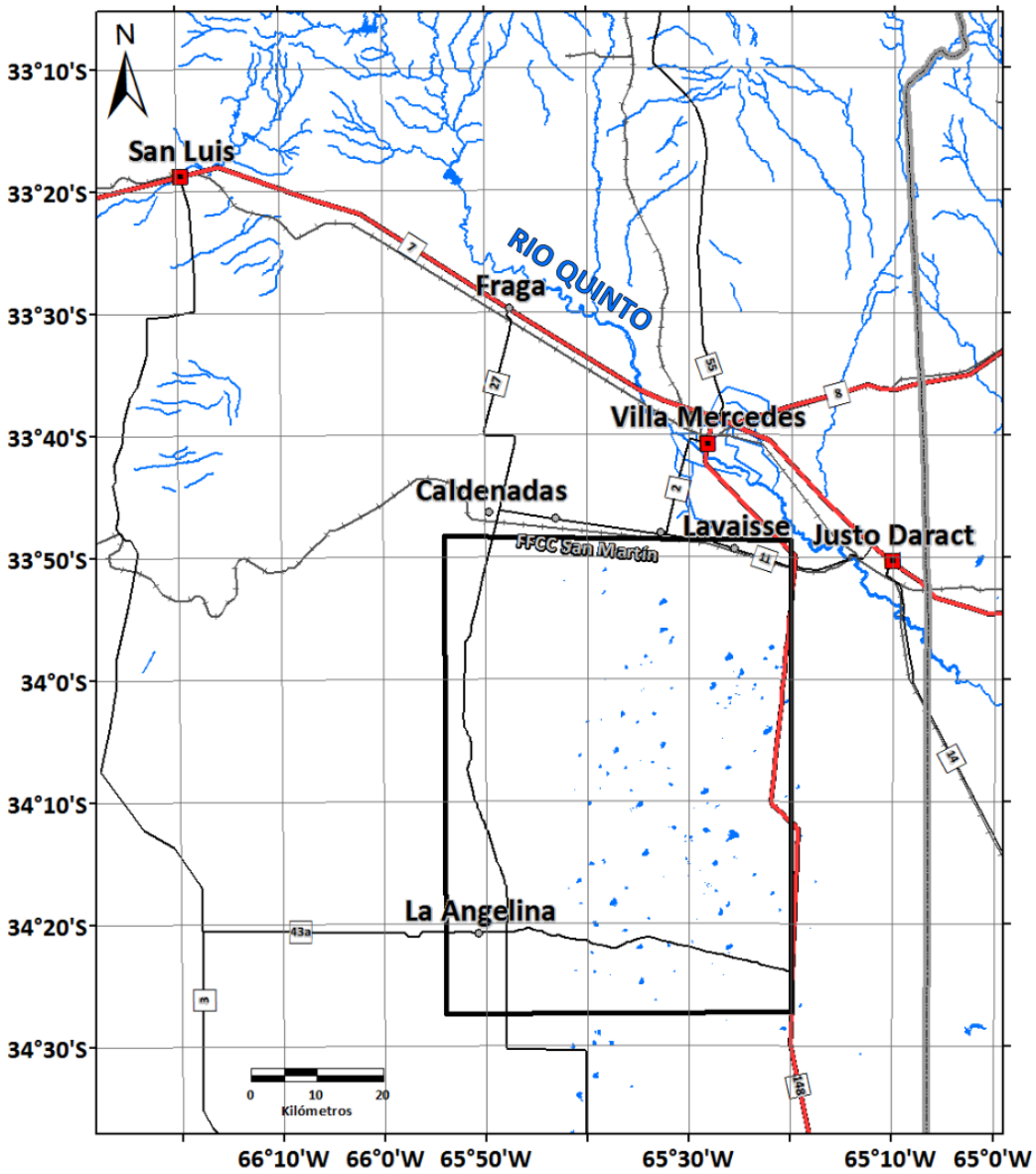


Figura 29: Mapa de la red de drenaje superficial del sector centro-este de la provincia de San Luis, el recuadro indica la zona de estudio. Puede apreciarse el diseño no integrado de la red al sur del Río Quinto con numerosas lagunas y la ausencia de cauces fluviales.

2.1 Unidad geomorfológica A (Dunas *blowout* de orientación SE-NO)

2.1.1. Descripción

Esta unidad se ubica en todo el sector occidental del área de estudio (Fig. 23), ocupando una superficie aproximada de 1650 km^2. En ella aparecen geoformas eólicas mayormente inactivas que se hallan fijadas por vegetación arbustiva, compuestas por arenas finas a muy finas y bien a muy bien seleccionadas, (Fig. 30). La morfología dominante consiste en grandes dunas

blowout, formadas por una depresión rodeada de un lóbulo depositacional. Estas geoformas presentan una orientación SE-NO, es decir que las depresiones se encuentran al SE y los lóbulos depositacionales al NO (Fig. 31). La medición sistemática de estas orientaciones indica un azimut promedio de 125° (Fig. 32). En algunos casos las depresiones intersectan la superficie freática, permitiendo la instalación de lagunas perennes en sus partes más bajas. Muchas veces pueden distinguirse en el lóbulo depositacional morfologías eólicas sobreimpuestas, fundamentalmente dunas *blowout* de menores dimensiones. En este caso las morfologías mayores son consideradas son dunas *blowout* compuestas, siguiendo la clasificación de McKee (1979).

Figura 30: A: Vista hacia el oeste del paisaje formado por una duna *blowout* fijada por pastizales en el sector SO del área de estudio. Al frente se halla el sector deprimido, en este caso sin el desarrollo de una laguna, y hacia atrás acumulaciones de arena que forman el lóbulo depositacional, a su vez modificado por el desarrollo de hoyos de deflación menores. B: Vista satelital de ubicación del sector fotografiado dentro de la geoforma.

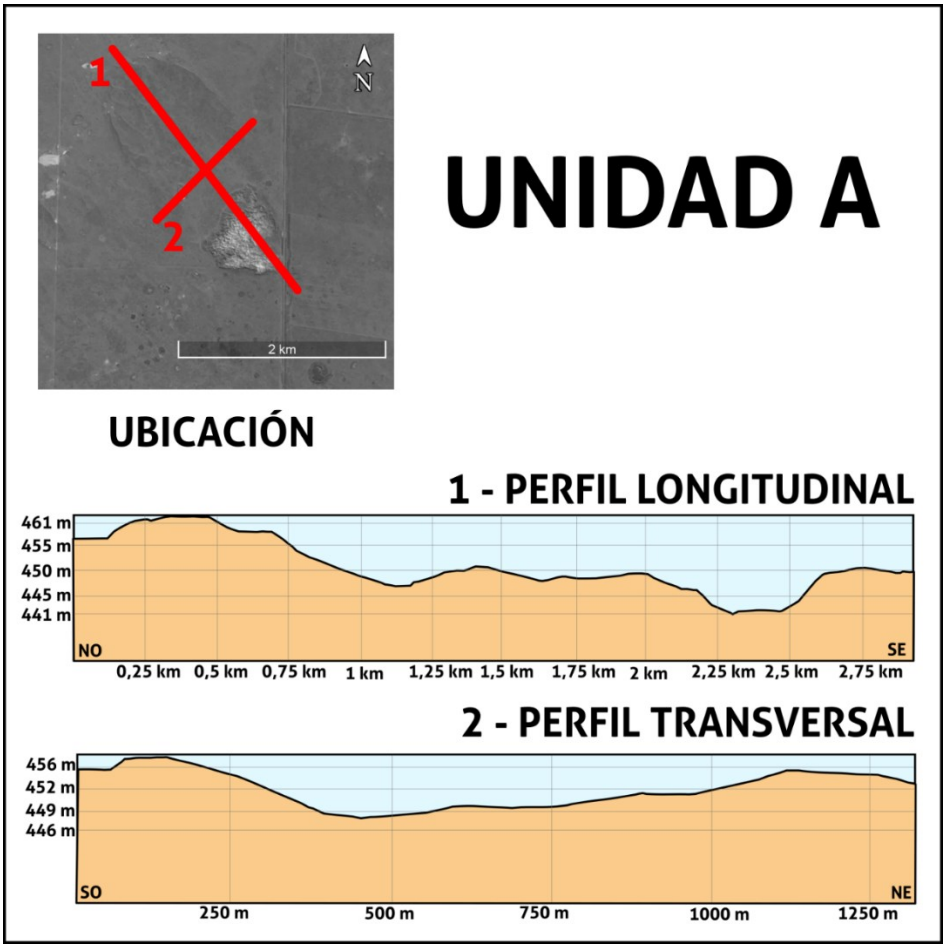


Figura 31: Perfiles topográficos de una duna típica de la unidad A. Arriba: Ubicación de las transectas. Abajo: 1, perfil longitudinal; 2, perfil transversal. Se observa el resalto entre la hoyada de deflación (al SE) y el lóbulo depositacional (al NO). El perfil transversal revela una leve asimetría en la depresión posiblemente causada por el episodio de reactivación actual con vientos del NE.

U.G.	N°	Largo (m)	Ancho (m)	Azimut (proveniencia)	Largo/ Ancho
A	1	1917	1310	111	1,46
	2	940	670	120	1,40
	3	1195	870	124	1,37
	4	1013	661	123	1,53
	5	2158	957	121	2,25
	6	2227	1456	117	1,53
	7	1380	1019	114	1,35
	8	1223	702	129	1,74
	9	1622	946	125	1,71
	10	2047	1652	117	1,24
	11	1492	940	125	1,59
	12	1650	1038	120	1,59
	13	1332	638	125	2,09
	14	850	618	133	1,38
	15	1110	662	131	1,68

U.G.	N°	Largo (m)	Ancho (m)	Azimut (proveniencia)	Largo/ Ancho
A	16	1608	873	132	1,84
	17	1868	1512	129	1,24
	18	2739	1652	129	1,66
	19	1860	1279	133	1,45
	20	2470	1512	125	1,63
	21	3051	2270	135	1,34
	22	2448	1015	144	2,41
	23	2453	1569	130	1,56
	24	2563	1647	121	1,56
	25	1998	1753	135	1,14
	26	1717	1188	115	1,45
	27	970	753	109	1,29
	28	948	308	132	3,08
	29	2191	1450	123	1,51
	30	3307	2073	130	1,60

U.G.	N°	Largo (m)	Ancho (m)	Azimut (proveniencia)	Largo/ Ancho
C	1	944	425	70	2,22
	2	711	372	72	1,91
	3	903	625	80	1,44
	4	1441	1411	64	1,02
	5	975	298	87	3,27
	6	552	142	67	3,89
	7	380	190	61	2,00
	8	1718	895	63	1,92
	9	1205	620	61	1,94
	10	676	345	77	1,96
	11	864	475	65	1,82
	12	843	366	60	2,30
	13	736	247	64	2,98
	14	661	409	64	1,62
	15	852	499	69	1,71

Figura 32A: Mediciones de variables morfométricas de dunas *blowout*.

U.G.	N°	Largo (m)	Ancho (m)	Azimut (proveniencia)	Largo/Ancho
C	16	576	286	58	2,01
	17	483	161	69	3,00
	18	400	196	48	2,04
	19	640	292	70	2,19
	20	445	264	75	1,69
	21	540	216	73	2,50
	22	658	289	74	2,28
	23	397	155	83	2,56
	24	450	145	73	3,10
	25	596	342	65	1,74
	26	294	123	88	2,39
	27	414	247	73	1,68
	28	488	312	74	1,56
	29	462	403	54	1,15
	30	555	160	66	3,47

U.G.	N°	Largo (m)	Ancho (m)	Azimut (proveniencia)	Largo/Ancho
D	1	1653	1634	113	1,01
	2	2265	1605	115	1,41
	3	1045	824	120	1,27
	4	430	325	130	1,32
	5	585	468	104	1,25
	6	494	251	73	1,97
	7	543	293	77	1,85
	8	550	321	86	1,71
	9	1431	1084	90	1,32
	10	401	250	84	1,60
	11	675	648	91	1,04
	12	2245	1797	121	1,25
	13	981	857	120	1,14
	14	1303	1098	110	1,19
	15	1023	930	107	1,10

U.G.	N°	Largo (m)	Ancho (m)	Largo/Ancho
D	16	1225	879	1,39
	17	1645	933	1,76
	18	1379	743	1,86
	19	2097	1418	1,48
	20	1281	781	1,64
	21	2277	1723	1,32
	22	1888	1135	1,66
	23	1063	841	1,26
	24	600	398	1,51
	25	988	738	1,34
	26	825	587	1,41
	27	1724	1175	1,47
	28	1171	758	1,54
	29	811	645	1,26
	30	2458	1863	1,32

Figura 32B: Mediciones de variables morfométricas de dunas *blowout*.

Unidad	Promedio Azimut	SD	Promedio Largo (m)	SD	Promedio Ancho (m)	SD	Promedio L/A	SD
A	125º	8	1812	660	1166	474	1,62	0,395
C	69º	9	695	321	364	261	2,18	0,676
D	107º	15	1235	617	900	476	1,42	0,247

Figura 32C: Valores de morfometría de dunas de las unidades geomorfológicas A, C y D. Promedios de azimuts de proveniencia de vientos, largo, ancho, relación largo/ancho y sus respectivas desviaciones estándar (SD).

Las dimensiones medidas para las dunas *blowout* de la unidad A varían entre los 800 m a 3500 m de largo y entre los 300 m a 2300 m de ancho, determinando diseños circulares, con un promedio largo/ancho de alrededor de 1,6 (Fig. 32). La distribución de geoformas no es regular en el paisaje, oscilando la separación entre las mismas entre los 2000 m y los 0 m, ya que en algunas ocasiones se encuentran formas parcialmente superpuestas (Figs. 33 y 34).

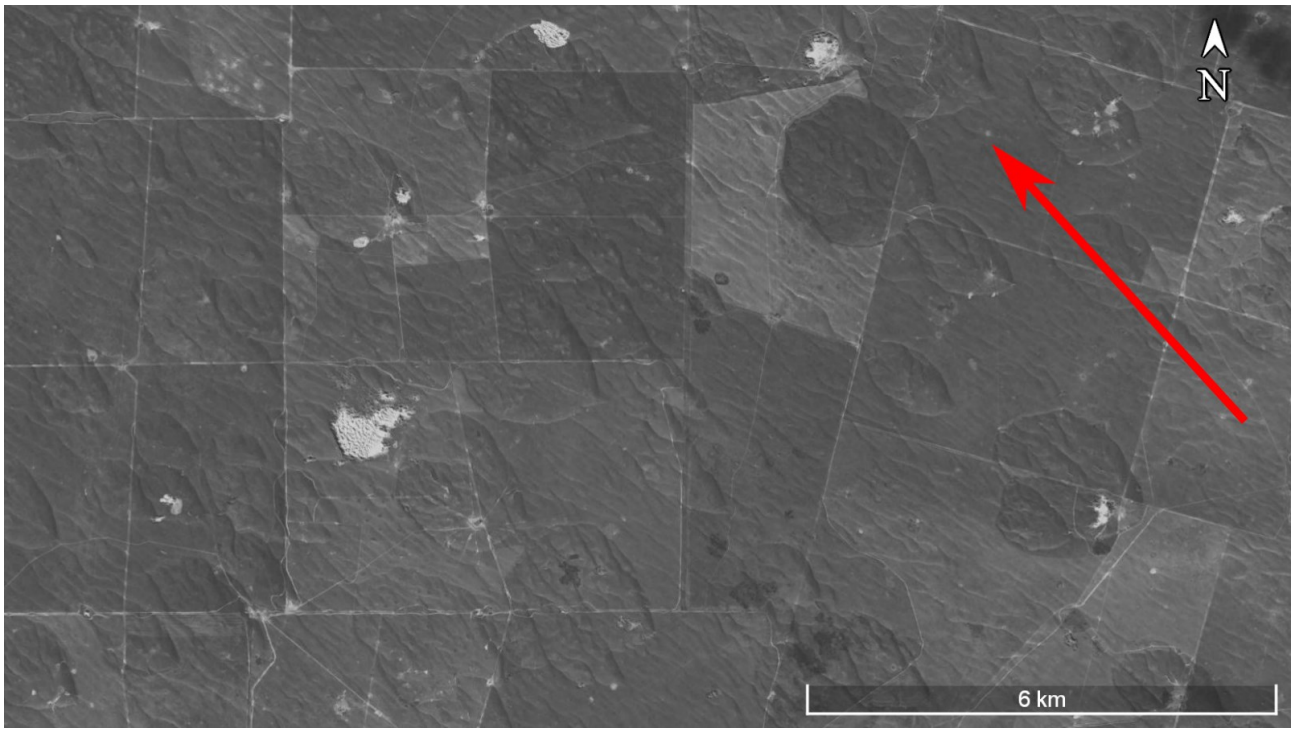


Figura 33: Aspecto general en imagen satelital (Google Earth) de un sector de la unidad geomorfológica A. Se aprecia la densidad de dunas *blowout* estabilizadas en el sector que en algunos casos se superponen. Por sobre estas morfologías aparecen crestas sinuosas (unidad B) y parches de reactivación eólica actual (relacionados a la unidad C). La flecha roja indica la dirección media de los vientos que originaron estas geoformas, según las mediciones de azimut realizadas.

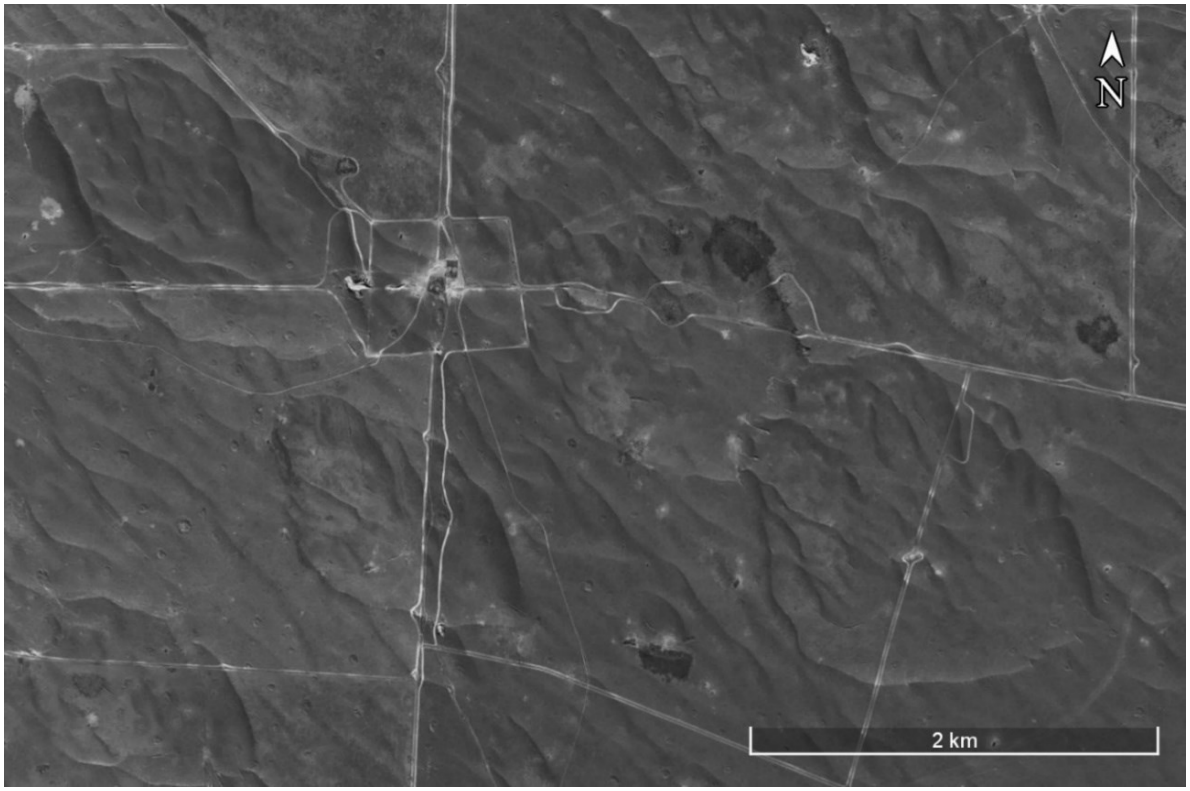


Figura 34: Detalle de dunas *blowout* superpuestas de la unidad A. Pueden observarse pequeños hoyos de deflación ocupando sectores de las depresiones y los lóbulos depositacionales. La topografía ondulada está controlada por las crestas sinuosas correspondientes a la unidad B.

En esta unidad no abunda la arena suelta disponible para el transporte eólico, ya que existe una significativa cubierta de pastizales que fijan los sedimentos. De esta manera, sólo en sectores muy aislados se observan rasgos de procesos eólicos activos actualmente, con transporte de arena mediante la migración de óndulas y dunas barjanoides en sentido NE-SO. Dentro de esta unidad fueron analizadas las secciones sedimentarias Jacob, Emma e Isabel.

2.1.2. Interpretación

La morfología en planta de las geoformas que constituyen la unidad A se corresponde con lo que McKee (1979) y Cooper (1958, 1967) describieron como *blowout dunes*, aquí denominadas dunas *blowout* según lo explicado en la introducción de este capítulo.

Las orientaciones medidas indican que su génesis correspondería con vientos del SE, en particular desde el azimut de 125°, según las orientaciones medidas. (Figs. 32 y 33). En vista que las dunas *blowout* se desarrollan generalmente por la reactivación de un sistema eólico previamente estabilizado (Barchyn y Hugenholtz 2013), es posible que en este caso la acción de estos vientos del SE deflacionara una cubierta arenosa previa, posiblemente mantiforme, en tanto

no se observan otras morfologías relícticas. Este manto habría ocupado la zona desde el Pleistoceno tardío, asociado a la última glaciación, según las propuestas evolutivas de Iriondo y Kröhling (1995, 1996) y Zárate (2003).

Debido a que las dunas *blowout* de la unidad geomorfológica A son las formas más estabilizadas del sistema eólico estudiado (el cuál de por si constituye un sistema mayormente estabilizado y relíctico), por presentar las morfologías menos preservadas de todas las unidades reconocidas y debido a las relaciones de corte entre las dunas de dichas unidades, se infiere que las dunas de la unidad A son las de edad relativa más antigua.

2.2. Unidad geomorfológica B (Dunas lineales)

2.2.1. Descripción

En el área occidental de la zona estudiada se observa la presencia de un conjunto de crestas sinuosas (Fig. 35) conformadas por arenas finas a muy finas, con buena selección y sin estructuras sedimentarias reconocibles en secciones estratigráficas. Pueden aparecer como formas aisladas, aunque principalmente se encuentran superpuestas a las dunas *blowout* de la unidad A, y en menor medida en algunos sectores marginales de las unidades C y D (Fig. 23). La superficie ocupada por estas crestas sinuosas alcanza los 2000 km^2.

Las crestas se presentan como suaves ondulaciones con su parte superior redondeada, de hasta 4 m de altura con perfiles transversales simétricos (Figs. 36 y 37). En imágenes satelitales se observa una importante continuidad lateral, alcanzando una extensión longitudinal de hasta 4,5 km.

La orientación predominante corresponde al azimut de 135°. La separación horizontal entre cada cresta es del orden de los 200 m. Son geoformas actualmente inactivas, conformadas por arenas de origen eólico fijadas por vegetación de pastizales, sobre las que se desarrollan pobremente entisoles. La sección sedimentaria Pato, analizada en el próximo capítulo, fue estudiada para conocer las características sedimentológicas de esta unidad.

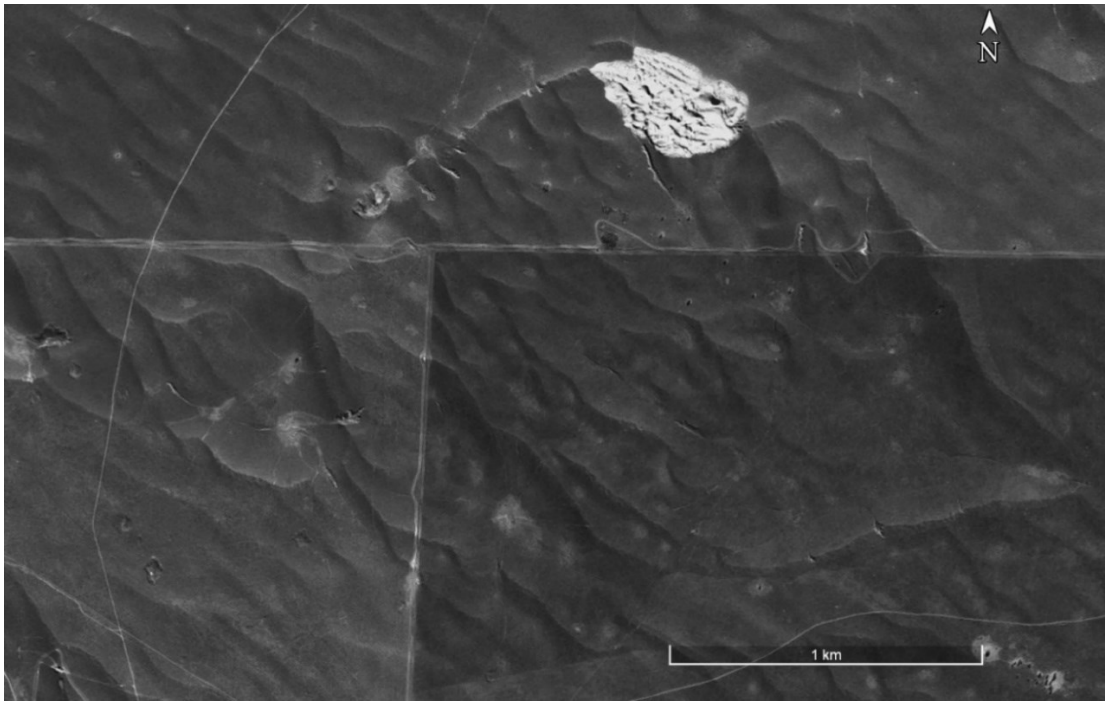


Figura 35: Detalle de las crestas sinuosas sobreimpuestas a una duna *blowout* de la unidad A. Hacia el NO y NE de la imagen aparecen crestas sinuosas aisladas, ubicada fuera de las dunas *blowout*. En el borde norte del lóbulo de la duna *blowout* se aprecia un parche de reactivación eólica actual.

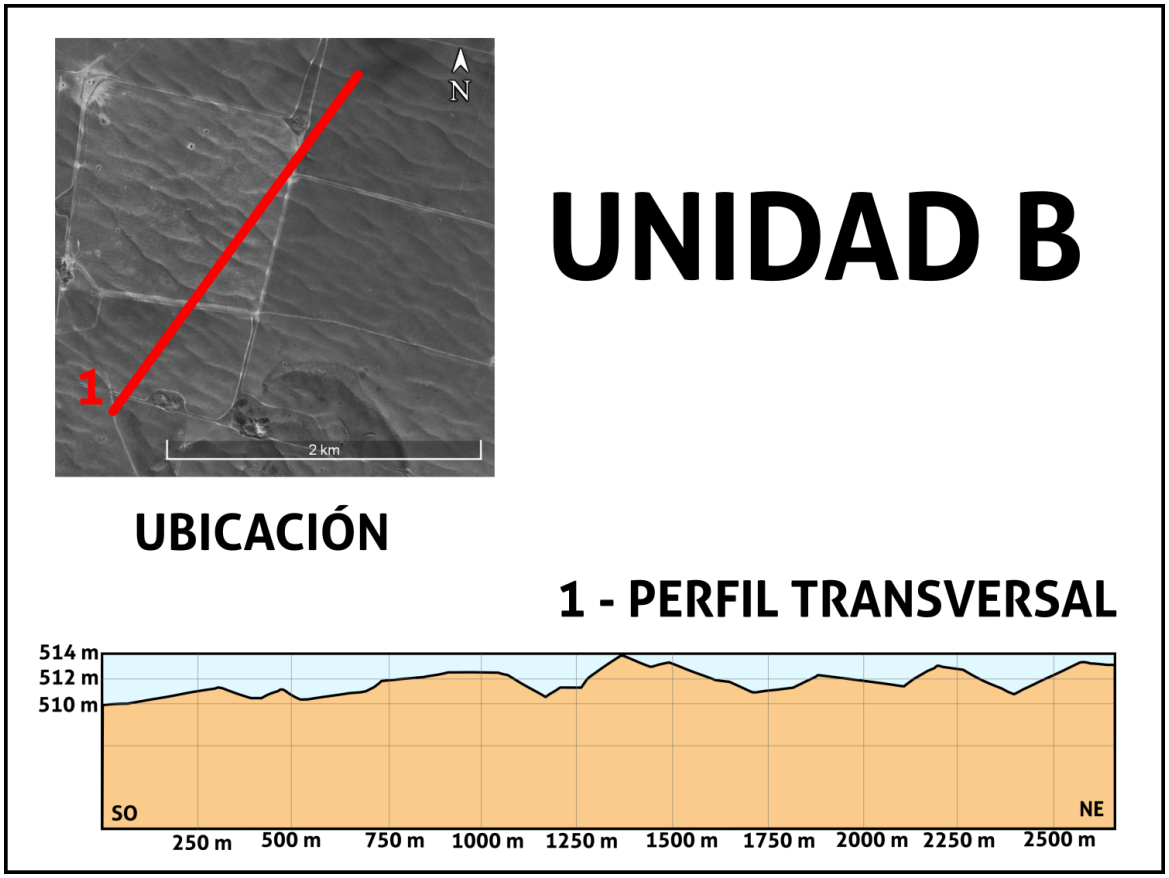


Figura 36: Arriba: Ubicación de la transecta sobre un sector con crestas sinuosas aisladas. Abajo: Perfil topográfico transversal de un sector de la unidad B, puede observarse la suave ondulación de la superficie generada por las crestas sinuosas sobreimpuestas.

Figura 37: Aspecto de la topografía ondulada del paisaje en un sector donde el camino corta transversalmente a un grupo de crestas sinuosas que no superan los 2 m de altura.

2.2.2. Interpretación

Debido a la presencia de perfiles transversales simétricos y de gran continuidad lateral, las crestas sinuosas se interpretan como dunas lineales según la clasificación de McKee (1979). La génesis de estas crestas correspondería con una gradual disminución en la intensidad de la actividad del sistema eólico o cambios ambientales que limitaron la expansión y migración de dunas *blowout*, pasando a generarse formas elongadas de baja altura que se sobreimponen al paisaje previo.

Una posibilidad es que la merma en el potencial de transporte del sistema, en conjunto con patrones de vientos bimodales del NE y SE (Fig. 17), haya permitido la instalación de dunas lineales de orientación aproximadamente SE-NO.

2.3. Unidad geomorfológica C (Dunas *blowout* complejas y parabólicas de orientación NE-SO)

2.3.1. Descripción

Esta unidad se ubica en el sector noreste del área de estudio (Fig. 23), ocupando una superficie de aproximadamente 980 km^2. Las geoformas mayores presentes en esta unidad son dunas *blowout* de orientación NE-SO. De forma similar a lo que ocurre en los lóbulos depositacionales de las dunas *blowout* de la unidad geomorfológica A pueden identificarse formas de menor escala sobreimpuestas a los mismos. Las formas menores consisten en parches de dunas barjanoides y parabólicas que presentan la misma orientación (NE-SO) que las formas mayores (Fig. 38). Las geoformas principales corresponden entonces a dunas *blowout* complejas según la clasificación de McKee (1979). Algunas de las dunas parabólicas se hallan aisladas, ubicándose por fuera de los lóbulos depositacionales de las dunas mayores. También se identifican entre las formas principales pequeños hoyos de deflación jóvenes que erosionan el material de la cubierta arenosa y no superan los 300 m de diámetro.

El criterio fundamental utilizado para la discriminación de los límites de esta unidad en contraste con las unidades A y D es el distinto tamaño y la orientación de las dunas. Por otro lado, la presencia y grado de preservación de las geoformas y la abundancia de lagunas ocupando las depresiones resaltaron las diferencias.

Los tamaños de las dunas *blowout* de la unidad geomorfológica C son muy variables, presentando longitudes que van entre los 200 m y los 2000 m y anchos entre los 100 m y los 1500 m, con un promedio de largo/ancho de 2,18 que resalta formas de mayor elongación que las encontradas en las unidades A y D (Figs. 32 y 39). La separación entre dunas es muy variable, encontrándose núcleos de formas compuestas con nula separación y llegando a apreciarse dunas parabólicas aisladas hasta por 2 km de distancia con las geoformas más cercanas. La orientación de las geoformas identificadas presenta un azimut promedio de 69° (Fig. 32).

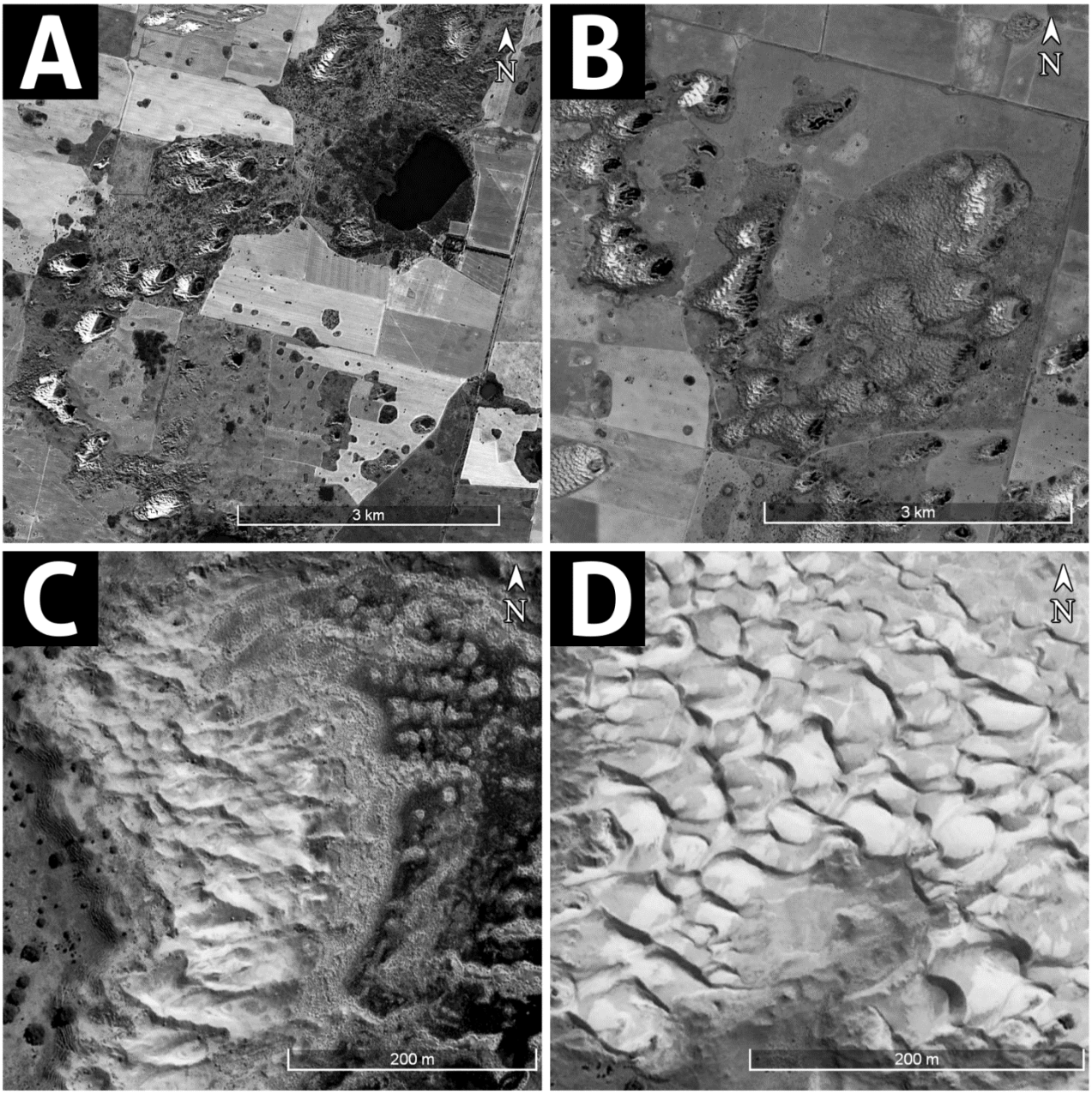


Figura 38: Vistas en imagen satelital de la unidad geomorfológica C. Principales geoformas de la unidad, se observa el predominio de dunas *blowout* de orientación NE-SO, en muchos casos complejas, con formas parabólicas y barjanoides sobreimpuestas. En las depresiones se ubican lagunas permanentes (A y B). Detalle de las dunas parabólicas (C). Detalle de dunas barjanoides migrando en el lóbulo depositacional de una duna *blowout* de mayores dimensiones (D).

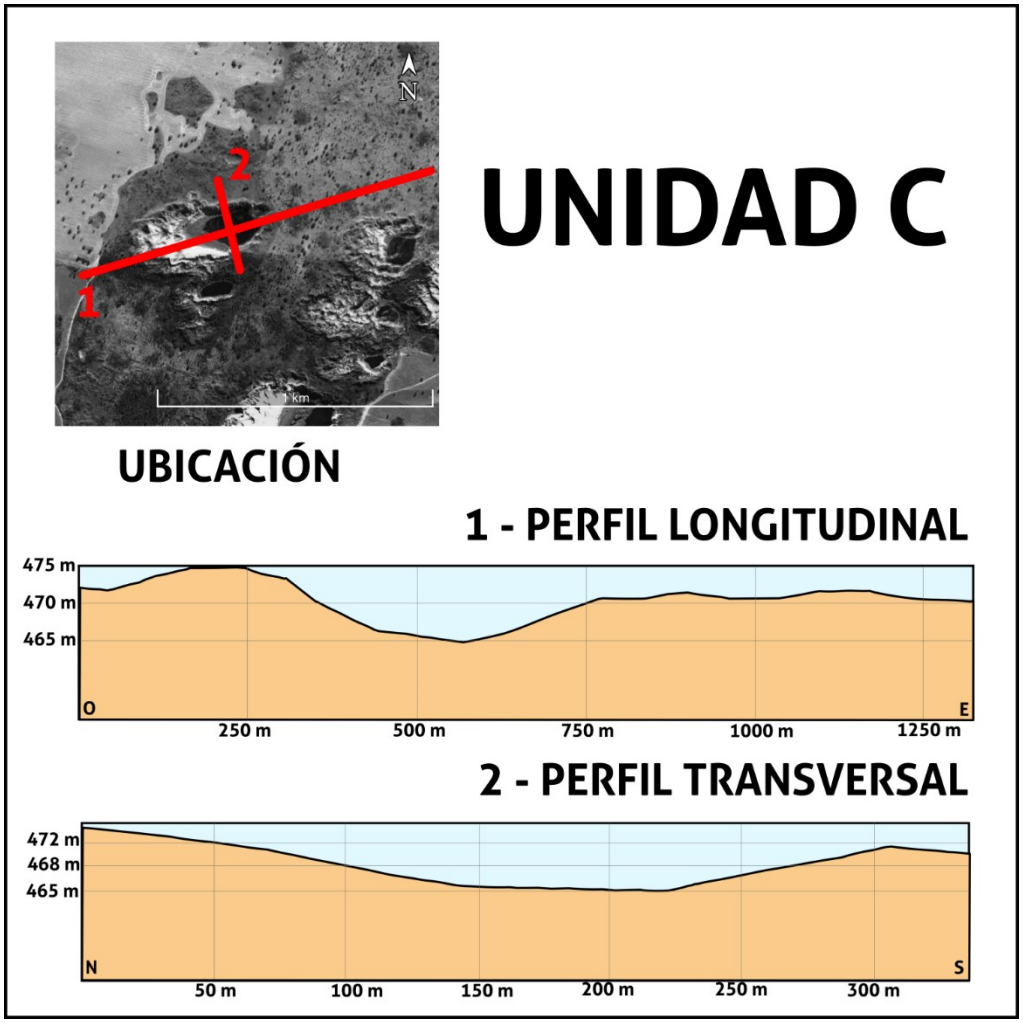


Figura 39: Perfiles topográficos de una duna *blowout* de la unidad C. Arriba: Ubicación de las transectas. Abajo: 1, perfil longitudinal; 2, perfil transversal.

En la unidad C es importante el grado de reactivación eólica, evidenciada por mayores superficies de arena libre disponible para ser transportada por el viento cuando se las compara con las restantes unidades. Cabe destacar la notoria migración de dunas *blowout*, parabólicas y barjanoides a pesar de la fuerte presencia de vegetación y el nivel freático alto (que se evidencia por las abundantes lagunas que ocupan las depresiones originadas por deflación).

En la escala de mapeo no fue práctica la delimitación de parches de la unidad C, que se ubican cubriendo sectores aislados de la unidad A (Fig. 40), sin embargo esta situación ocurre, evidenciándose que los procesos de reactivación afectan a la totalidad del CELP (aunque con distinta intensidad según la zona).

Las secciones sedimentarias que se incluyen en esta unidad son Nicolás, Wheat Bale y Diego.

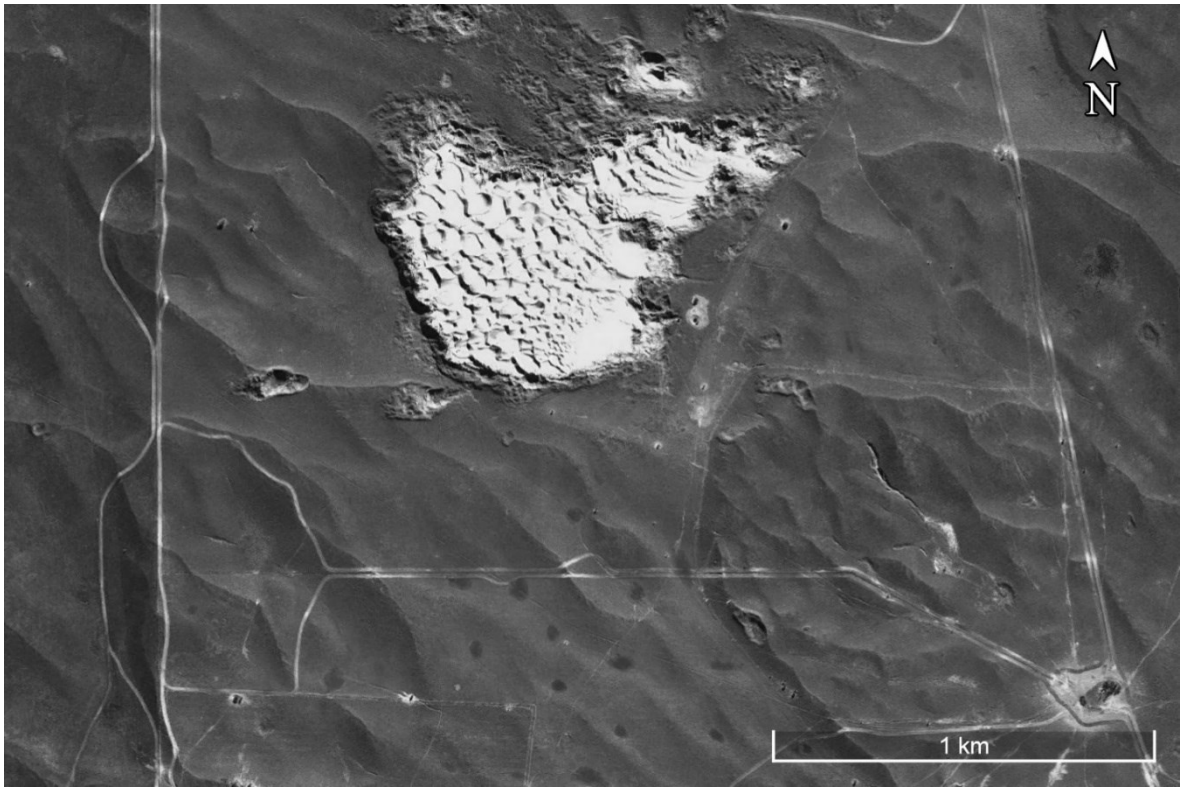


Figura 40: Ejemplo de reactivación eólica en la unidad A con formación de hoyos de deflación y parches con dunas barjanoides según las orientaciones típicas de la unidad C.

2.3.2. Interpretación

Posteriormente al establecimiento de las unidades A y B se infiere una reactivación del sistema eólico, y nueva generación de dunas *blowout* pero con un cambio en la dirección de los vientos predominantes, en este caso desde el NE.

La mayor presencia de vegetación, así como su ubicación en una posición más oriental respecto a las otras unidades, asociada a isohietas de mayores precipitaciones, tendría influencia en el tipo de dunas presentes, permitiendo la formación de dunas parabólicas, y en la mayor abundancia de cuerpos lacustres ocupando depresiones.

2.4 Unidad geomorfológica D (Dunas *blowout* de orientación ESE-ONO)

2.4.1. Descripción

En el sector centro y sudeste del área de estudio se identificó la unidad geomorfológica D (Fig. 23), con una superficie de alrededor de 1170 km^2. La misma comparte algunas características con las unidades A y C, pero en ella no se expresan claramente las morfologías de las dunas que componen dichas unidades.

En este sector aparecen algunas geoformas eólicas con un diseño subcircular (Fig. 41 y 42), y similar morfología, tamaño y orientación que las dunas *blowout* de la unidad A. Sin embargo, en este caso se presentan de forma más saltuaria, suelen tener menores tamaños y un ligero cambio en la orientación, con direcciones de alrededor de 107° (Fig. 32).

El tamaño de estas dunas promedia un largo de 1235 m y un ancho de 900 m, presentando una relación largo/ancho de 1,42 (Figs. 32 y 41). Las dimensiones máximas encontradas llegan a 2458 m para el largo y 1863 m para el ancho. Las mínimas son de 400 m y 250 m, respectivamente.

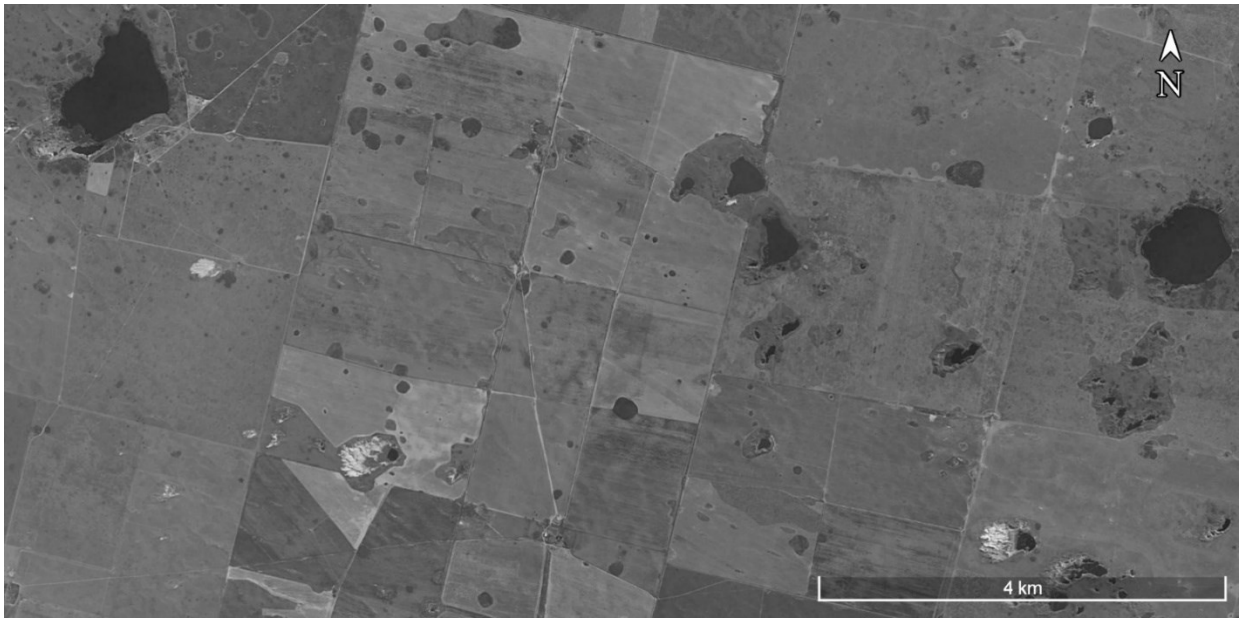


Figura 41: Ejemplos de acumulaciones eólicas de la Unidad D que muestran un aspecto irregular y sin un patrón definido salvo por algunas cubetas de deflación ocupadas por lagunas.

Figura 42: Geoformas complejas de la Unidad D, mostrando interacción de morfologías propias de las unidades A y C, y relictos de crestas de la Unidad B.

En la unidad D aparecen también dunas *blowout* complejas similares a las de la unidad C, que se apoyan o cortan a las dunas *blowout* típicas de la unidad A (Figs. 44, 45 y 46).

Hacia el este de la unidad hay evidencias importantes de actividad eólica actual, con extendidas zonas de arena suelta y con rasgos de transporte como parches de óndulas y dunas activas (Figs. 44f, 45 y 46). También en este sector se encuentran las crestas sinuosas de la unidad B sobreimpuestas, aunque en menor cantidad y con menor grado de preservación, que en la parte occidental de la unidad.

En los bajos asociados a las dunas *blowout* se aprecia una mayor presencia de lagunas que en la unidad A, posiblemente explicadas por niveles más someros de la superficie freática. Las unidades A y D presentan perfiles topográficos con depresiones de mayor profundidad relativa que aquellas propias de la unidad C (Fig. 43), por lo que se infiere que las lagunas de las dos primeras podrían ser más profundas, pudiendo superar los 10 metros. Estudios batimétricos de detalle son necesarios para corroborar esta hipótesis.

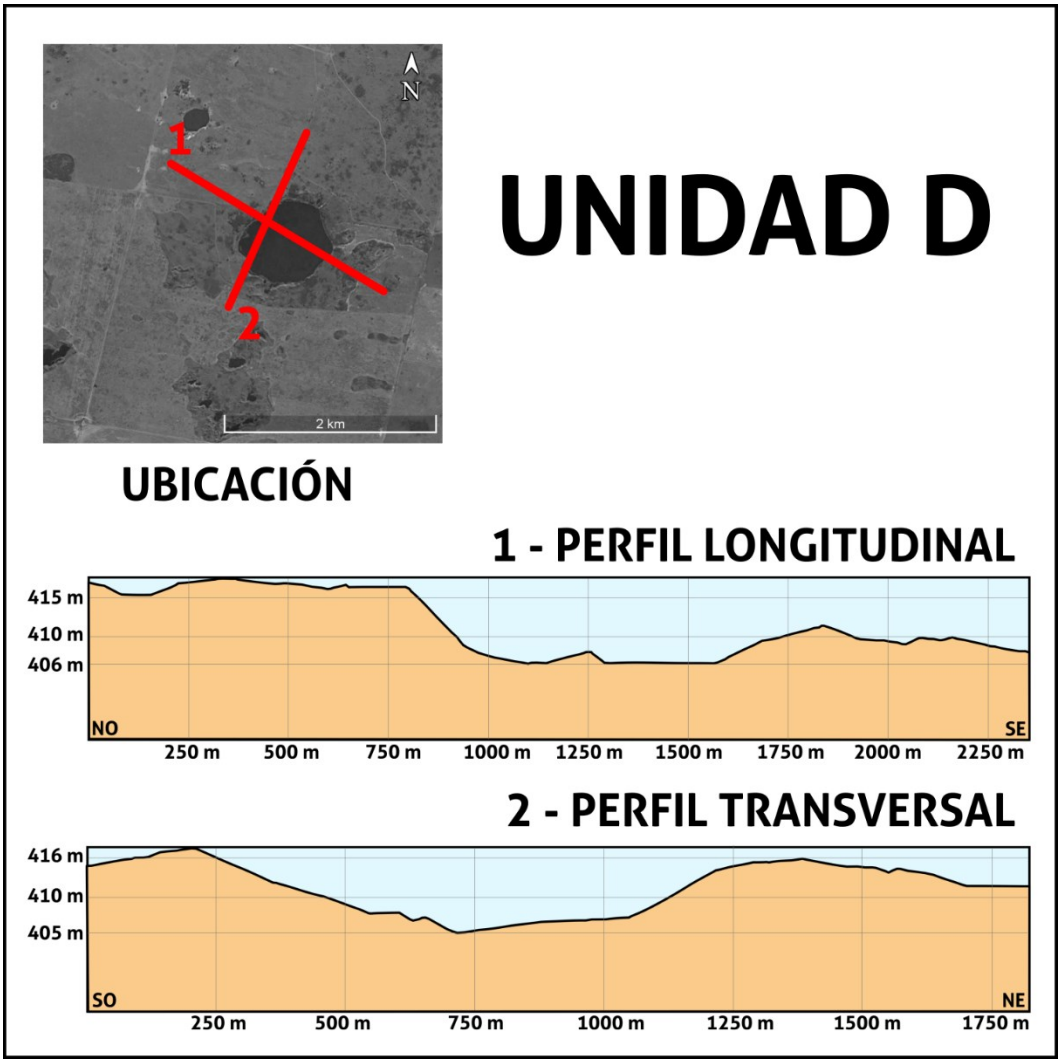


Figura 43: Perfiles topográficos de una duna *blowout* de la unidad D. Arriba: Ubicación de las transectas. Abajo: 1, perfil longitudinal; 2, perfil transversal.

Entre las lagunas y dunas *blowout* ya mencionadas son muy frecuentes los hoyos de deflación de pequeño tamaño (con menos de 50 metros de diámetro), subcirculares a elongados, que se orientan en direcciones semejantes a las de las dunas *blowout* de la unidad C.

Dentro de la unidad D se encuentra una de las localidades más relevantes para el presente trabajo: la Laguna Pocitos (Fig. 44), que da su nombre al área estudiada y que aloja en las dunas que la rodean cuatro de las secciones sedimentarias relevadas (Anto, Lili, Pocitos y Rodent).

Por otra parte, en este sector quedan claramente expuestas las relaciones de corte entre las morfologías descriptas en las unidades A y C. En la figura 44-2 se observa una duna *blowout* compleja de grandes dimensiones (aproximadamente 1500 m de largo y 1100 m de ancho) exhibiendo su lóbulo depositacional hacia el NO (azimut de paleovientos de 130º) con un relieve irregular. La mitad aproximadamente al norte se encuentra estabilizada (como sucede en la mayoría de las dunas de la unidad A, mientras que en la mitad sur de esta duna una reactivación

eólica de la cubierta sedimentaria determinó la reorientación del lóbulo depositacional, ahora hacia el E (paleovientos desde el azimut 70°), el desarrollo de dunas barjanoides sobre el mismo, y tentativamente la profundización de la depresión de deflación. Estas relaciones de corte muestran entonces al menos dos episodios sedimentarios eólicos, con diferentes direcciones de vientos.

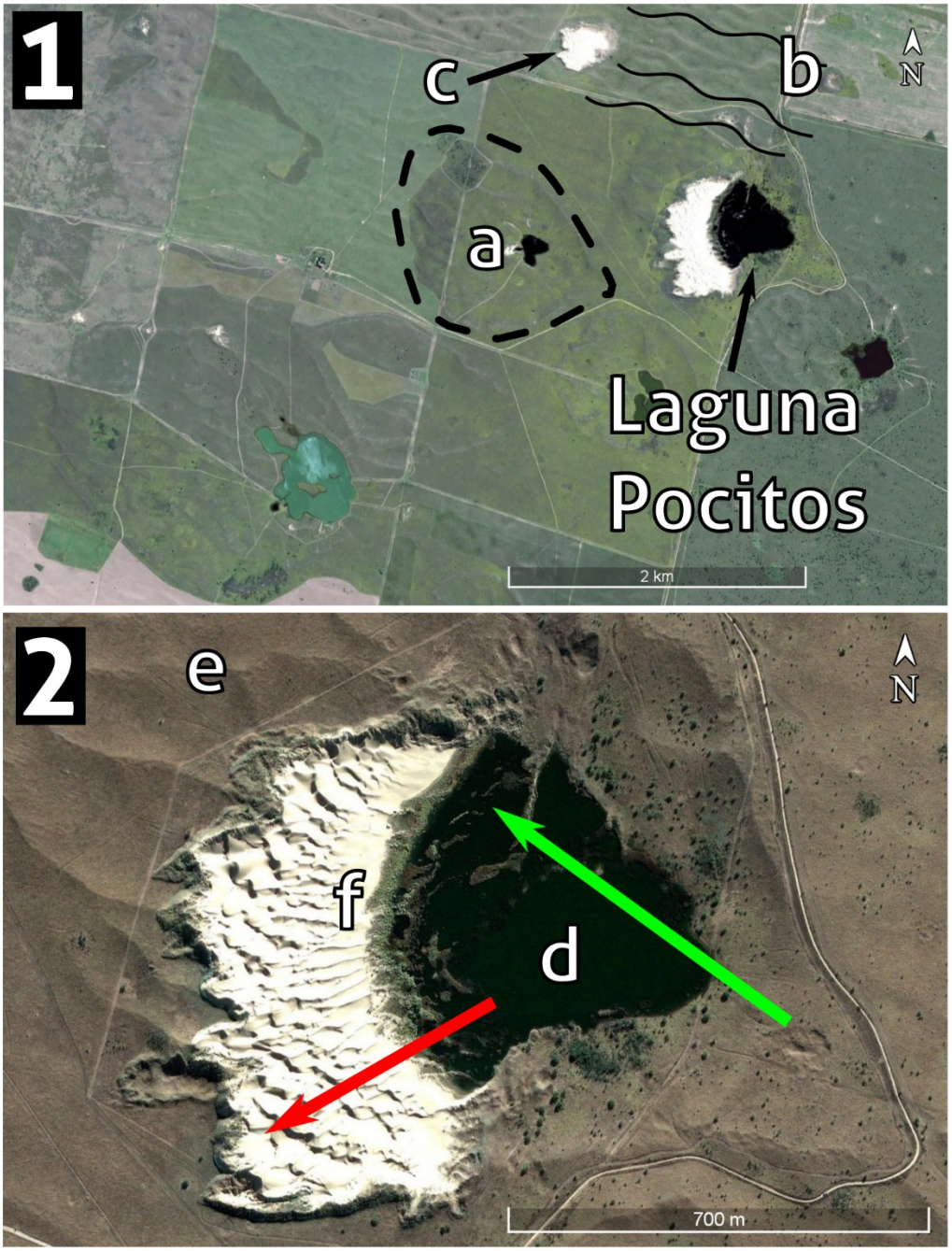


Figura 44: 1: Situación de la Laguna Pocitos. Se distinguen dunas *blowout* de orientaciones SE-NO (a); crestas sinuosas (b) y parches de reactivación eólica actual (c). 2: Detalle de la zona. Pueden apreciarse los sectores de depresión de deflación ocupada por la laguna (d); lóbulo depositacional de la duna *blowout* con orientación SO-NE (e) y dunas barjanoides activas (f). La flecha verde indica la orientación de las geoformas más antiguas (SE-NO) y la flecha roja la dirección de migración de las formas propias de la reactivación actual (NE-SO).

Figura 45: Dunas barjanoides activas migrando en dirección NE-SO en el sector occidental del lóbulo depositacional de la duna *blowout* compleja (unidad geomorfológica C). La laguna Pocitos se aloja en la depresión por deflación.

Figura 46: Vista panorámica de la localidad Laguna Pocitos. Hacia la izquierda se ubica el lóbulo depositacional de la duna *blowout* de orientación SE-NO. En el centro se aprecian las dunas barjanoides activas migrando según vientos del NE. Hacia la derecha aparece la Laguna Pocitos ocupando la depresión de deflación principal de la duna *blowout*.

2.4.2. Interpretación

El establecimiento de un nuevo episodio de actividad eólica, asociado a direcciones de vientos similares a las actuales, con rosetas que abarcan desde el NE al SE (Fig. 17), así como condiciones propicias para el aumento de la actividad del sistema eólico, sumadas a los impactos de la actividad antrópica, serían las causas que permitirían al viento modelar geoformas que evidencian reactivación e interacción de morfologías previas correspondientes a las unidades A y C.

Las dunas pertenecientes a la unidad D se ubican hacia el este del CELP, en un sector donde las isohietas marcan mayores precipitaciones y los niveles freáticos son más altos.

El primer factor tendría influencia en la cantidad de vegetación y la capacidad de estabilización de la misma, lo que determinaría un desarrollo menor en tamaño de las geoformas, ya sea para las orientadas según las direcciones predominantes en la unidad A como para las orientadas paralelas a las geoformas de la unidad C.

Otra posibilidad que limite la expansión de las morfologías descriptas es que el segundo factor señalado (acuíferos freáticos someros) haya condicionado el espesor de arena libre susceptible de ser transportada por el agente eólico.

3. Sedimentología de los depósitos eólicos

3.1. Secciones sedimentarias

En el presente trabajo se analizaron 11 secciones sedimentarias que se distribuyen en las distintas unidades geomorfológicas descriptas en el capítulo anterior (Fig. 47) y que representan distintos tipos de depósitos arenosos de origen eólico. Las secciones Jacob, Emma e Isabel forman parte de la Unidad Geomorfológica A. La sección Pato exhibe sedimentos asociados con la Unidad B. La unidad C se ve representada por las secciones Nicolás, Wheat Bale y Diego. Finalmente, las secciones Anto, Lili, Rodent y Pocitos se corresponden con la Unidad D. Las referencias utilizadas se detallas en la Figura 48.

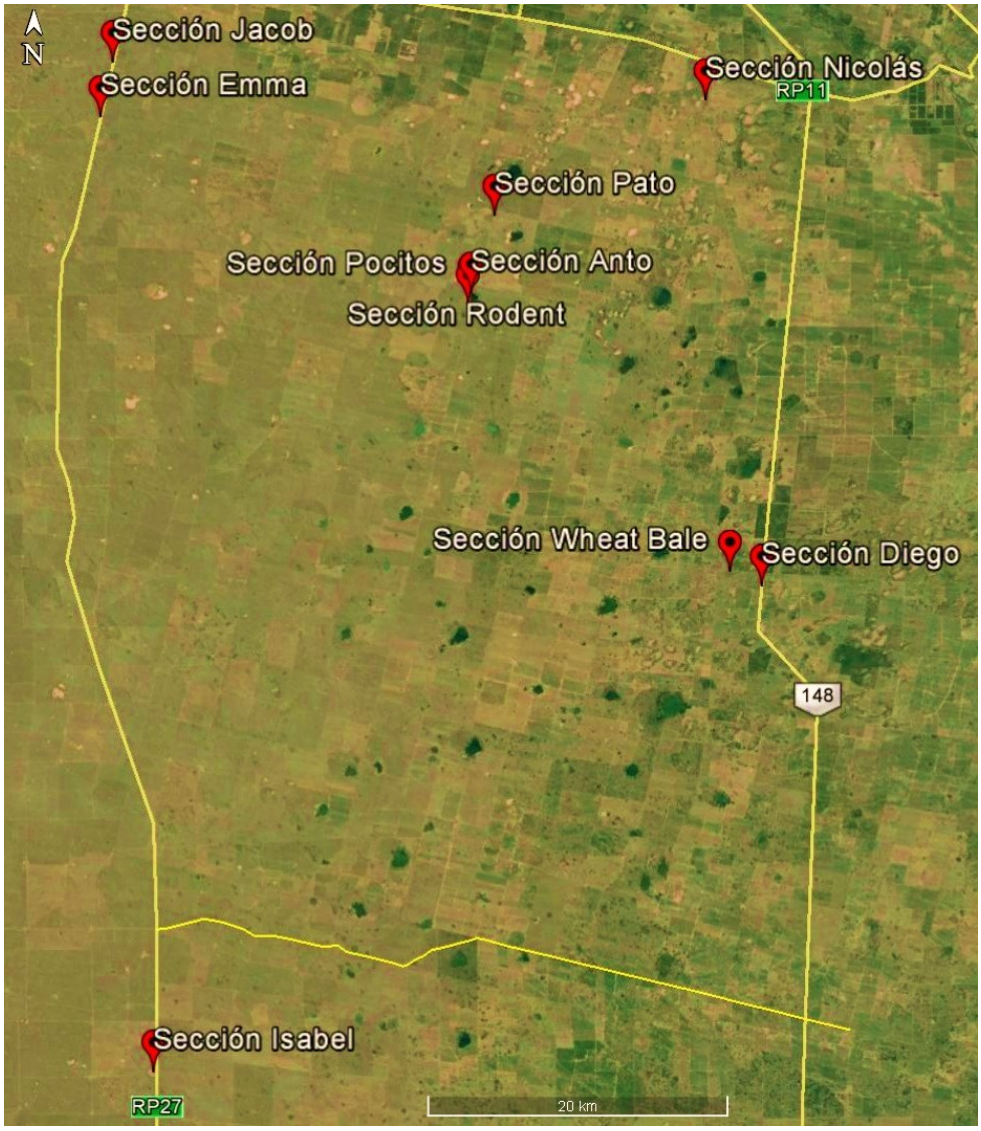


Figura 47: Ubicación de secciones sedimentarias en la zona de estudio.

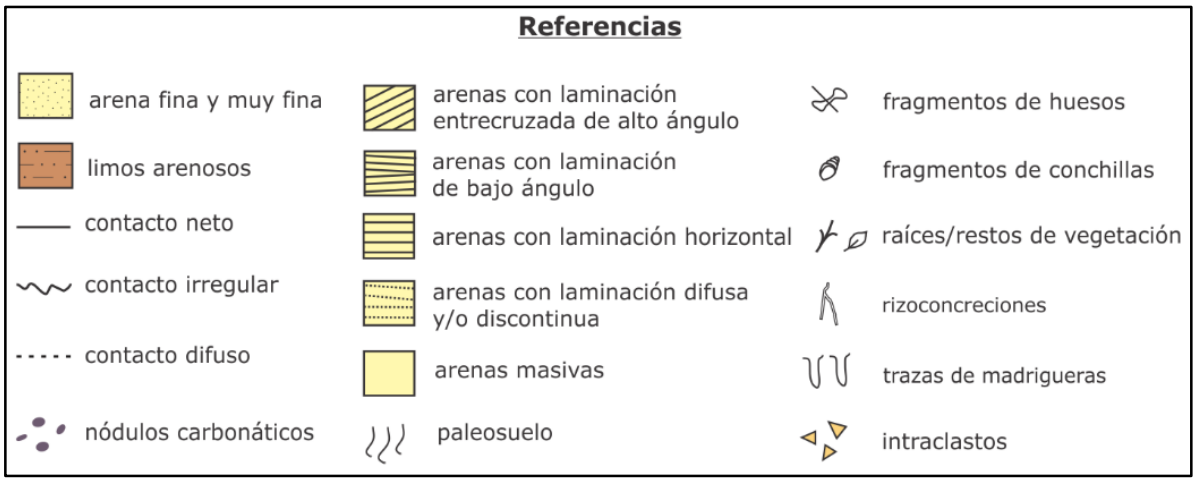


Figura 48: Referencias utilizadas en las secciones sedimentarias ilustradas en el presente capítulo.

Sección Jacob

Esta sección se ubica al costado de la ruta provincial N°27, a 3,5 km en dirección NNE de la sección Emma (Fig. 49). Un corte realizado para la construcción de la ruta exhibe los depósitos que coinciden con el borde de una duna *blowout* hacia el sector noroccidental de la Unidad Geomorfológica A (Fig. 50). Las coordenadas GPS medidas son 33° 49’ 50,7’’ S, 65° 49’ 43,0’’ O, con una altura aproximada de 596 msnm. El espesor total de depósitos expuestos es de 4,86 m, los cuales fueron divididos en dos unidades separadas por un suelo enterrado (Fig. 51).

Unidad 1 (0,00 – 3,70 metros)

Arenas finas a muy finas, muy bien seleccionadas, con laminación horizontal difusa en su parte superior, de color castaño rojizo (5YR 4/4). La base se encuentra cubierta y el contacto superior es neto irregular, erosivo. En el tope de la unidad se recocieron evidencias de un paleosuelo, que se describe a continuación. Las muestras recolectadas para determinar las características texturales de la unidad son la SL15A-33 tomada a 20 cm desde la base del perfil, la SL15A-34 a 200 cm y la SL15A-36 a 365 cm (coincidiendo con el horizonte Ab del paleosuelo).

Paleosuelo 1

Horizonte Ab (0 – 12 cm): Arenas muy finas, algo limosas (~ 5%), bien seleccionadas. Su estructura es débil en bloques subangulares, y su color es castaño grisáceo oscuro (10YR 4/2) que permite inferir la presencia de materia orgánica.

Horizonte Bwb (12 – 32 cm): Arenas muy finas muy bien seleccionadas de color castaño rojizo (5YR 4/2). Presenta estructura moderada en bloques subangulares.

Horizonte C (por debajo de 32 cm): Arenas muy finas, muy bien seleccionadas, de color castaño rojizo (5YR 4/4), sin estructura de agregados (*peds*).

Unidad 2 (3,70 – 4,86 metros)

Arenas finas a muy finas, muy bien seleccionadas, de color rojo amarillento (5YR 4/6). Muestran laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo, pasando a masivas en la parte superior de la unidad. Se analizó granulométricamente la muestra SL15A-39, tomada al nivel de 380 cm.

Figura 49: Contexto geomorfológico de las secciones Jacob y Emma.

Figura 50: Sección Jacob en el campo. Se aprecia el corte vertical realizado durante la construcción de la ruta provincial 27.

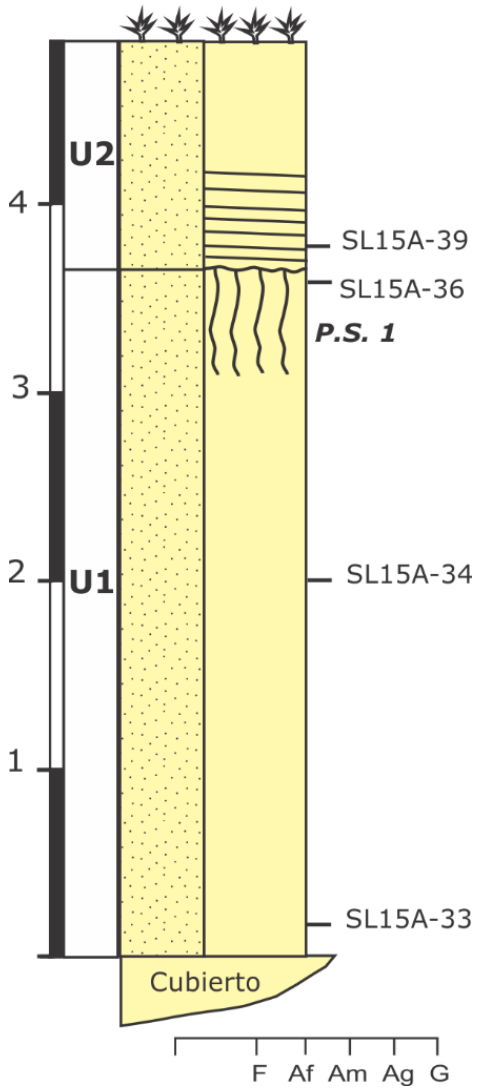


Figura 51: Sección Jacob.

Sección Emma

Ubicada en el sector noroccidental de la zona de estudio, dentro de la unidad geomorfológica A, sobre el costado oeste de la ruta provincial N°27, en coordenadas 33° 51' 47,8'' S, 65° 50' 15,2'' O. La sección se desarrolla en el borde de una duna *blowout* de orientación SE-NO, con depósitos expuestos por un corte realizado para la construcción de la ruta, de forma similar a la sección Jacob que se ubica hacia el norte (Fig. 49). La sección presenta dos subsecciones, Emma 1 (Fig. 52) compuesta por depósitos adyacentes a la ruta y Emma 2 unos 17 m hacia el oeste y 3 m hacia arriba desde la base de Emma 1, donde los depósitos del tope de Emma 1 se correlacionan con la base de Emma 2 (Fig. 53).

Esta sección compuesta alcanza 4,5 m de arenas finas-muy finas que fueron asignadas a cinco unidades (Fig. 54) en base a la presencia de paleosuelos, superficies irregulares erosivas, distintas estructuras sedimentarias, y/o presencia de intraclastos, en tanto los sedimentos resultan texturalmente muy homogéneos.

Figura 52: Vista de la subsección Emma 1 desde la ruta provincial 27.

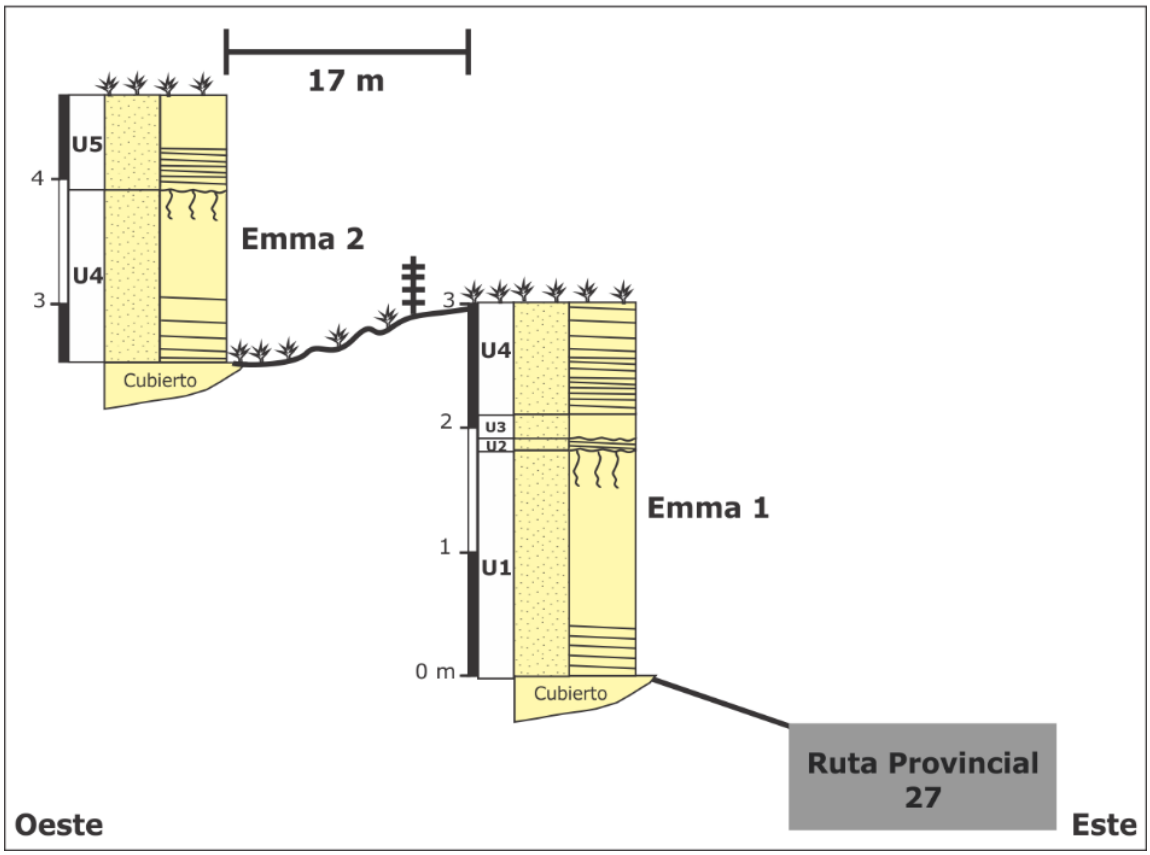


Figura 53: Diagrama de disposición de las subsecciones Emma 1 y 2 al costado de la RP N°27.

Unidad 1 (0,00 – 1,82 metros)

Arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, masivas excepto en los 50 cm inferiores donde hay remanentes de laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo. La coloración de las mismas es castaño rojizo (5YR 4/4). El contacto superior es neto e irregular. Hacia el techo de la unidad hay evidencias de un nivel de paleosuelo poco desarrollado. Se obtuvo la muestra SL15A-27 a 1 m desde la base de la unidad para caracterizar la textura.

Paleosuelo 1

Horizonte CBkjb (0 – 28 cm): Arenas finas, con estructura moderada en bloques subangulares y bajo contenido de carbonatos (muestra una reacción débil con ácido clorhídrico). La coloración del horizonte es rojo amarillento (5YR 4/6). Se observan pequeños nódulos carbonáticos de menos de 1 mm de diámetro.

Unidad 2 (1,82 – 1,92 metros)

Arenas finas bien seleccionadas, con escaso contenido de limos (menos de 3%), de color castaño (7.5 YR 4/4). Presentan laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo bien definida, con láminas de entre 0,1 y 0,5 cm de espesor. Las láminas más gruesas suelen ser más

claras y con un tamaño de grano levemente más grueso que contrasta con las láminas oscuras de menor espesor. El límite superior de la unidad es neto e irregular.

Unidad 3 (1,92 – 2,11 metros)

Arenas finas a muy finas, muy bien seleccionadas, masivas, de color castaño (7.5 YR 4/3). En algunos sectores aparece bioturbación por madrigueras (*burrows*) e intraclastos irregulares, de hasta 2 cm de diámetro, más oscuros (gris rojizo oscuro 7.5 YR 4/2) que el sedimento de la matriz, y que se interpretan como restos de un horizonte A erosionado y retrabajado (perteneciente al *Paleosuelo 1)*. El límite superior de la unidad es neto y plano (Fig. 55). La granulometría de la unidad se relevó a través de la muestra SL15A-29 tomada al nivel 2,10 m.

Unidad 4 (2,11 – 3,90 metros)

Conformada por arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, con laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo, de escala milimétrica a centimétrica. El color es castaño (7.5YR 4/4). Se observan capas más claras con una granulometría levemente más gruesa y otras capas de tonos más oscuros, que se interpretan como estructuras de tipo *pin-stripe lamination* (Fryberger y Schenk, 1988) producto de la migración de óndulas eólicas. Desde la base y hacia el sector medio de la unidad el espesor de las láminas aumenta progresivamente, y luego hacia el techo la laminación se torna difusa, pasando a capas masivas donde se desarrolla otro paleosuelo. Los efectos pedogenéticos se observan en los 40 cm superiores de la unidad. El contacto superior es neto e irregular. Se tomaron las muestras SL15A-30 a 2,40 m y SL15A-40 a 3,90 m para estudiar la textura. Se describe a continuación el paleosuelo sobreimpuesto a la unidad 4.

Paleosuelo 2

Horizonte Ab (0 – 17 cm): Arenas finas con evidencias de bioturbación y un contenido apreciable de materia orgánica. Se diferencia un sector superior y otro inferior. En la parte superior la coloración es castaña (7.5YR 4/3) con una menor estructuración en agregados, mientras en la parte inferior la estructuración es mayor y el color ligeramente más oscuro (castaño (7.5YR 4/2).

Horizonte Bwb (17 – 30 cm): Arenas finas, muy bien seleccionadas que constituyen un horizonte enterrado con bajo desarrollo pedogenético. Hay procesos de meteorización y bioturbación. La estructura es moderada en bloques subangulares y el color es castaño a castaño oscuro (7.5YR 3.5/3).

Horizonte C (30 – 55 cm): Arenas finas, muy bien seleccionadas, de color castaño (7.5YR 4/4), con poco desarrollo pedogenético y evidencias de bioturbación.

Unidad 5 (3,90 – 4,50 metros)

En esta unidad se encuentran arenas finas a muy finas, muy bien seleccionadas, con laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo en la parte inferior, pasando a masivas en la parte superior. El color de la unidad es castaño rojizo (5YR 4/3). Se midieron valores de inclinación de láminas entrecruzadas que oscilan entre los 10° y 20° hacia el este. Se tomó la muestra SL15A-32 en el nivel de 4,0 m para identificar las propiedades texturales. La unidad es cubierta por el suelo actual (Entisol).

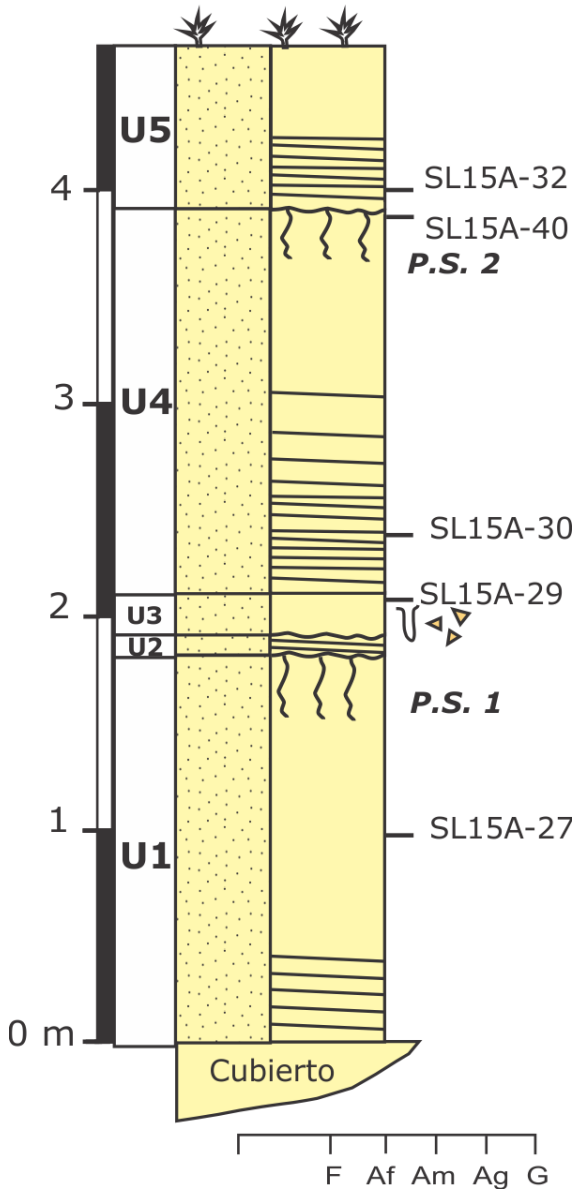


Figura 54: Sección Emma.

Figura 55: Parte superior de la subsección Emma 1. Se observa el contacto entre arenas masivas de la unidad 3 y depósitos con laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo pertenecientes a la unidad 4.

Sección Isabel

La sección Isabel corresponde a una exposición natural generada por procesos de deflación y posiblemente escurrimiento superficial local dentro de una duna *blowout* de orientación SE-NO perteneciente a la unidad geomorfológica A (Fig. 56). La sección propiamente dicha fue levantada abriendo un corte con pala sobre los depósitos de una duna más joven que migra hacia el SO. Fue levantada unos 250 m al oeste de la ruta provincial N°27, aproximadamente 65 km al sur de las secciones Jacob y Emma, en la localidad de Loma de los Indios, ubicada dentro de la Estancia El Lindero (Fig. 57). Sus coordenadas son: 34° 25' 55,3'' S, 65° 48' 10,3'' O, y fue descripta mirando hacia el noroeste. Está formada por dos unidades de arenas eólicas, resaltando un nivel de paleosuelos en la parte superior de la unidad basal que puede seguirse lateralmente en varios sectores de la depresión de deflación. La potencia total de la sección es de 1,70 m (Fig. 58).

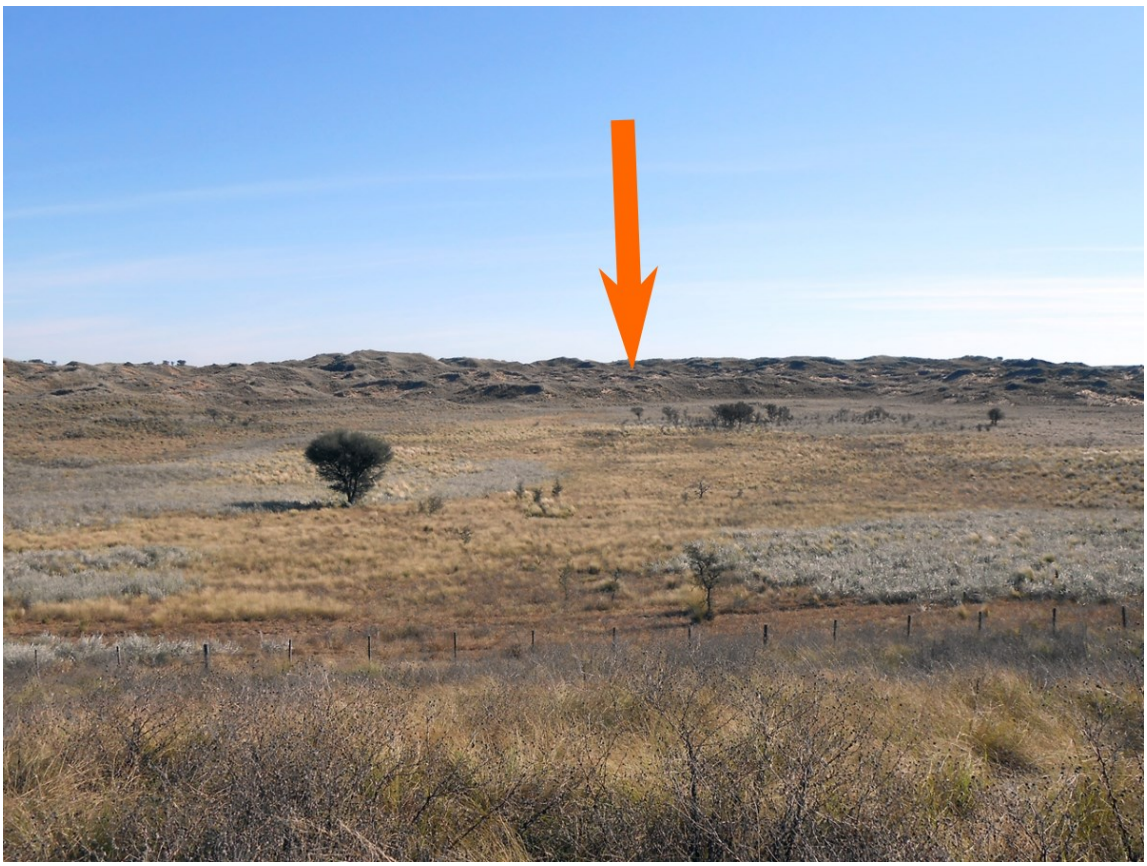


Figura 56: Alrededores de la Sección Isabel, vista hacia el ONO desde la RP N° 27.
La flecha indica aproximadamente la ubicación de la sección.

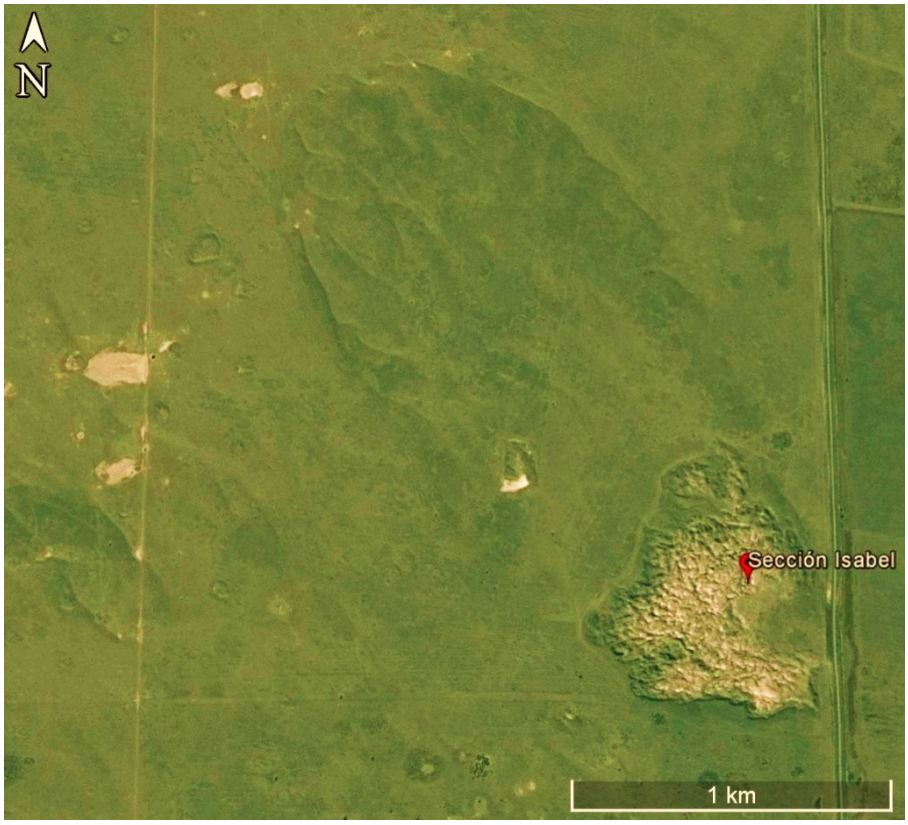


Figura 57: Contexto geomorfológico de la sección Isabel.

Unidad 1 (0,00 – 1,45 metros)

La base de la unidad se presenta cubierta, mientras que el límite superior (en una franja de 2 a 3 cm de espesor) es neto erosivo e irregular. Los depósitos consisten en arenas muy finas, moderadamente seleccionadas, de color castaño amarillento oscuro (10YR 4/4) con laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo, mayormente difusa y discontinua. En su parte superior se desarrolla un paleosuelo que se describe a continuación. Las muestras SL15A-15 y SL15A-16, tomadas a los 60 cm y 142 cm desde la base del perfil respectivamente, fueron objeto de análisis granulométrico.

Paleosuelo 1

Se caracteriza por horizontes que presentan una cementación carbonática, intersticial y en costras superficiales, interpretadas como de origen diagenético (freático), posteriores al desarrollo pedogenético, debido a la ausencia de estructuras carbonáticas pedogénicas como nódulos, filamentos, etc.

Horizonte Ab (0 – 11 cm): Horizonte A enterrado, compuesto por arenas muy finas, limosas, con una costra carbonática que le da rigidez. Color castaño grisáceo oscuro (10YR 4/2).

Horizonte CBwjb (11 – 25 cm): Horizonte C transicional a un B con meteorización, poco desarrollo (juvenil), enterrado. Se conforma por arenas muy finas, bien seleccionadas y menor cantidad de carbonato cementando que en el nivel superior. No se evidencia laminación. Color castaño (10 YR 5/3).

Horizonte C (25 – 85 cm): Horizonte C masivo constituido por arenas muy finas. La cementación carbonática llega hasta los 85 cm desde el tope del perfil del paleosuelo. No se distingue laminación hasta aproximadamente 1 m desde el techo del paleosuelo. Color castaño (7.5YR 4/3).

Unidad 2 (1,45 – 1,70 metros)

Arenas muy finas, moderadamente seleccionadas, limosas (32,7%), de color castaño (10YR 4.5/3). El depósito es masivo, con cementación de carbonatos que se reconoció en el campo por la reacción al ácido, se interpreta que el mismo está distribuido en la masa ya que no se observaron nódulos, venillas u otra concentración de carbonatos. Se analizó la textura de la unidad mediante la muestra SL15A-17 ubicada al nivel de 160 cm desde la base del perfil.

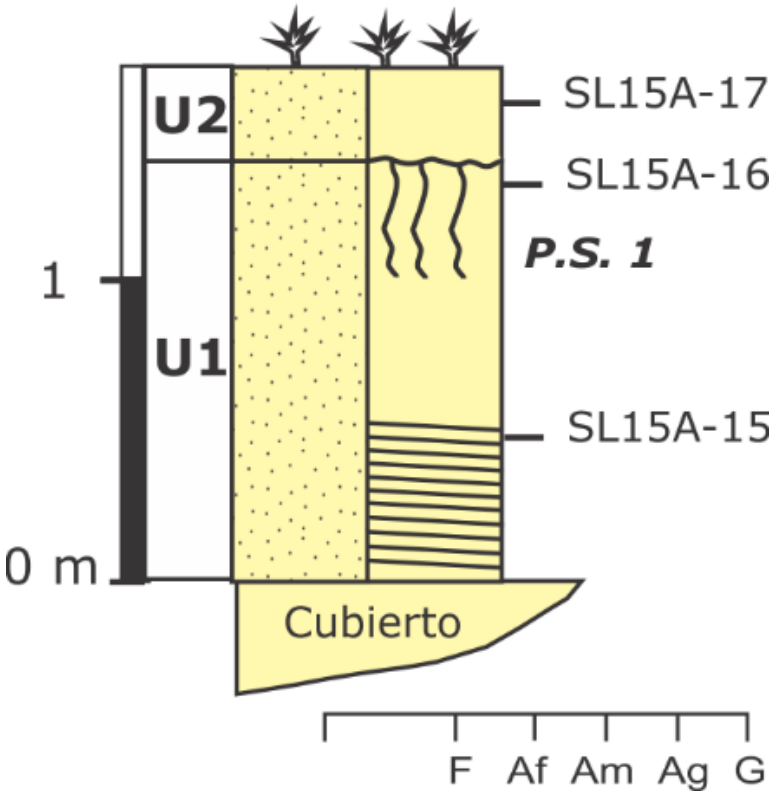


Figura 58: Sección Isabel

Sección Pato

Esta sección se encuentra en el sector norte de la zona estudiada. Corresponde a los sedimentos de la parte superior de una cresta sinuosa incluida dentro de la unidad geomorfológica B. Sus coordenadas son 33°55'19.30"S, 65°33'20.40"O (Fig. 59). Los sedimentos conforman una sola unidad de 3 m de potencia (Fig. 60).

Figura 59: Contexto geomorfológico de la sección Pato.

Unidad 1 (0,00 – 3,00m)

Con base cubierta, la sección presenta una única unidad compuesta por arenas finas, bien seleccionadas, masivas, de color castaño amarillento (10 YR 5/4). En el techo de la unidad aparecen rasgos que evidencian un escaso desarrollo edáfico, del suelo actual, donde se observa coloración ligeramente más oscura por la acumulación de materia orgánica. Se tomó la muestra SLA10-04 para análisis texturales.

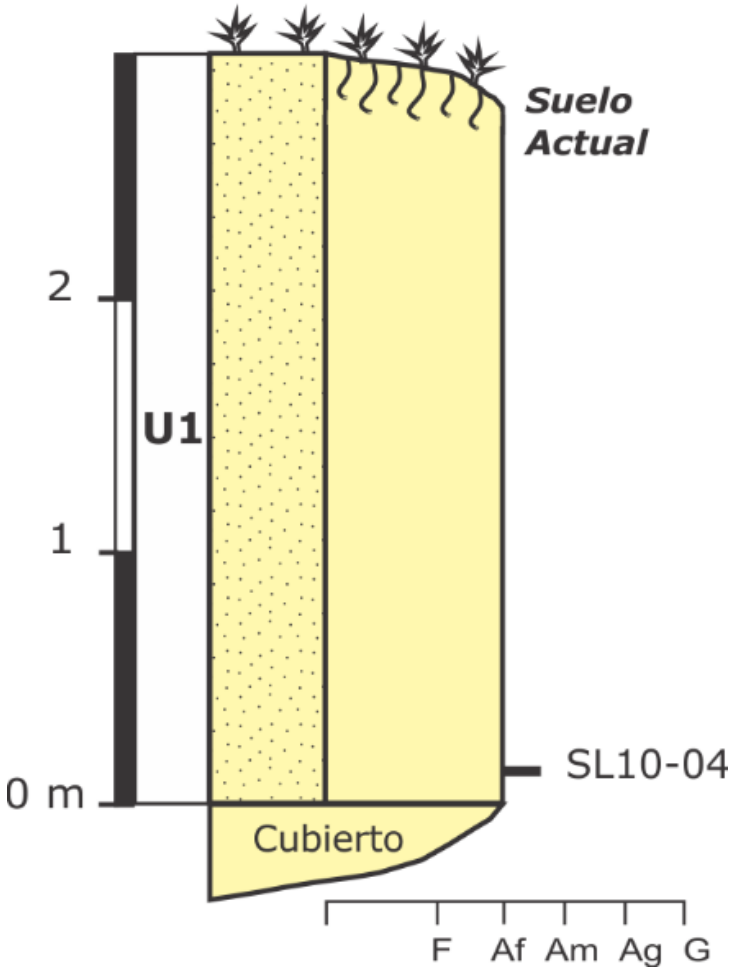


Figura 60: Sección Pato.

Sección Diego

La sección se encuentra en el sector oriental de la zona de estudio, sobre el margen este de la ruta nacional N°148, sus coordenadas son 33° 08,535′ S, 65° 21,773′ O, representando los depósitos asociados a la Unidad Geomorfológica C (Fig. 61). En estos depósitos, la sucesión sedimentaria muestra 3,04 m, con base cubierta, donde fueron descriptas tres unidades de arenas eólicas (Fig. 62).

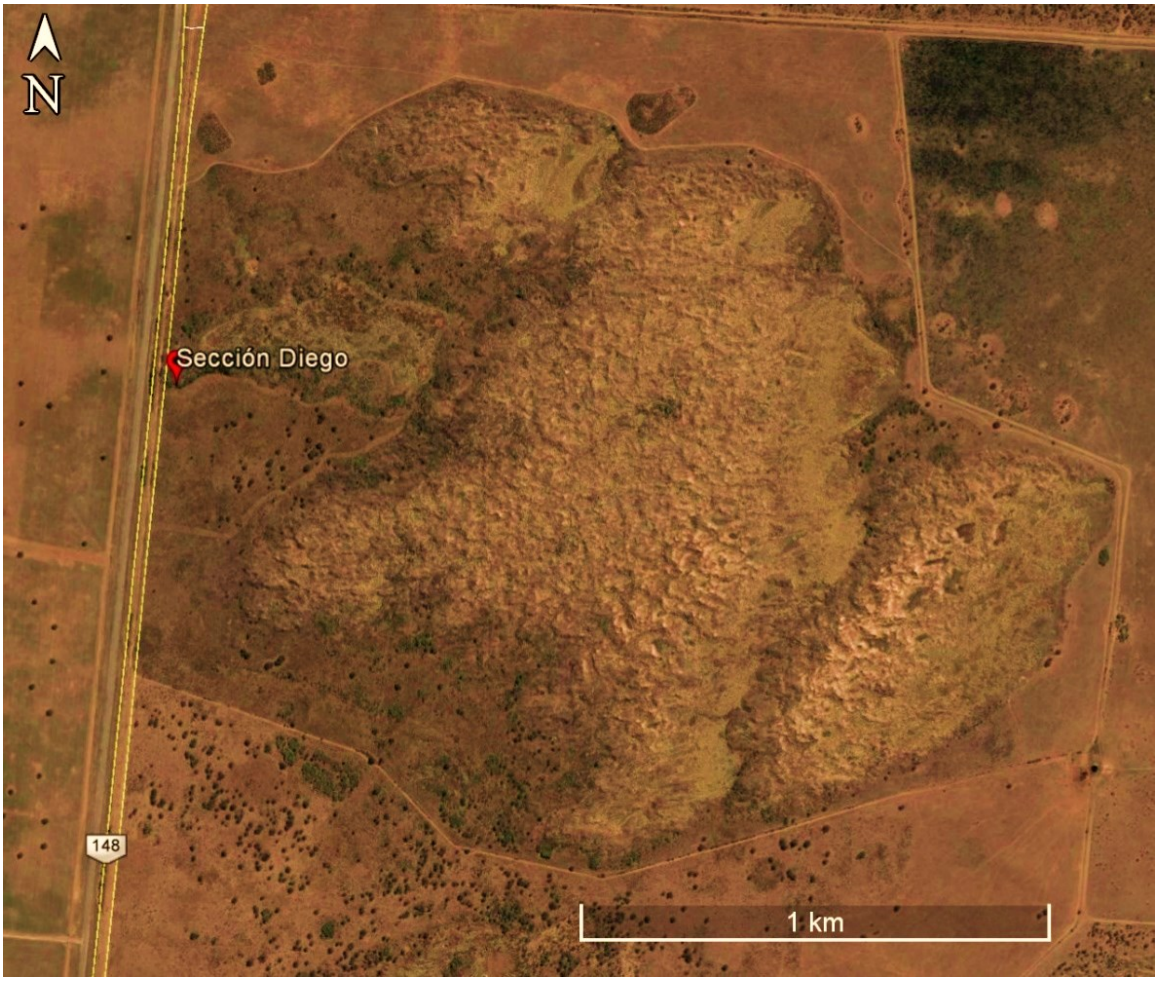


Figura 61: Contexto geomorfológico de la sección Diego

Unidades 1 y 2 (0,00 metros – 1,02 metros)

Arenas finas masivas, bien seleccionadas, con nódulos calcáreos dispersos, separadas entre sí por una superficie neta e irregular, interpretada como una superficie erosiva por deflación. La base de la unidad 1 se halla cubierta. Estas unidades fueron interpretadas como el producto de la agradación eólica sobre superficies parcialmente vegetadas debido a las características texturales y el carácter masivo de los depósitos.

Unidad 3 (1,02 metros – 4,06 metros)

Luego de una superficie neta y plana sobre la unidad 2 se apoyan arenas finas, bien seleccionadas que presentan estratificación entrecruzada tabular planar.

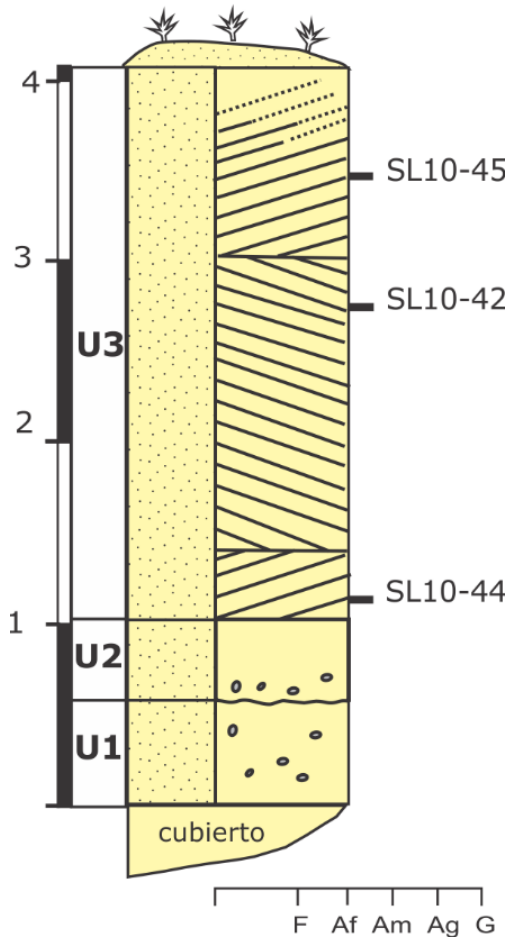


Figura 62: Sección Diego

Sección Nicolás

La sección se encuentra dentro de una duna *blowout* ubicada en el sector NE del área de estudio, incluida en la Unidad Geomorfológica C (Fig. 63). Sus coordenadas son 33° 51,215′ S, 65° 24,290′ O. Dentro de ella migran dunas menores tipo barjanoides (Fig. 64). La sección fue levantada en un corte realizado en una de estas geoformas. El espesor total es de 3,5 m de arenas finas bien seleccionadas en las que se distinguen tres unidades (Fig. 65).

Unidad 1 (0,00 metros – 0,75 metros)

Arenas finas, bien seleccionadas, con laminación horizontal, generadas en un contexto de migración de óndulas eólicas.

Unidad 2 (0,75 metros – 1,86 metros)

Compuesta por arenas finas bien seleccionadas, con laminación entrecruzada de alto ángulo asociada a la migración de dunas.

Unidad 3 (1,86 metros – 3,32 metros)

Arenas eólicas finas, bien seleccionadas, con laminación difusa y discontinua, tanto horizontal como de bajo ángulo (Fig. 66). Aparecen capas aisladas de arenas más gruesas, que conforman lentes con límites ondulados.

Figura 63: Contexto geomorfológico de la sección Nicolás.

Figura 64: Geoformas dominantes en el área donde se ubica la sección Nicolás.

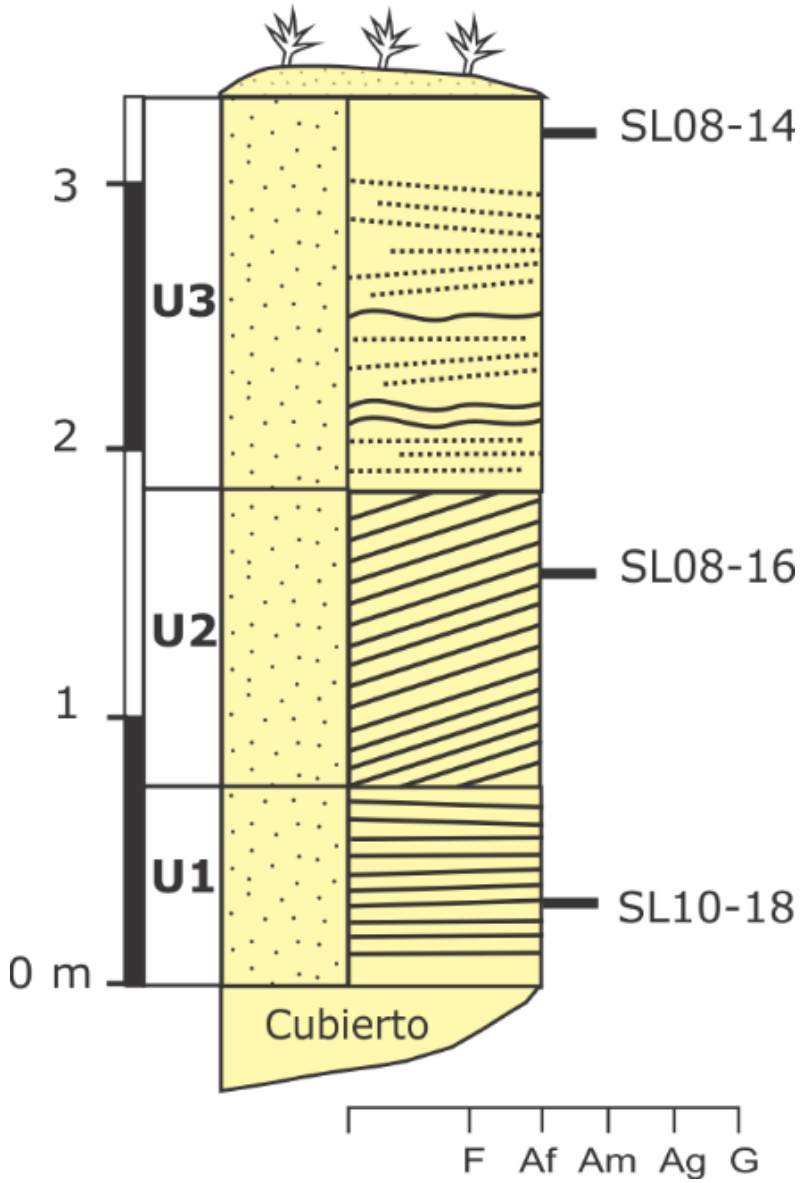


Figura 65: Sección Nicolás

Figura 66: Aspecto del sector superior de la sección Nicolás en el campo.

Sección Wheat bale

Ésta sección se ubica en el sector oriental de la Unidad Geomorfológica C, unos 2,5 km al oeste de la sección Diego, en coordenadas 34° 08' 1,47"S, 65°23'11,26"O. En cuanto a su relación con el paisaje, la sección Wheat bale fue realizada en un corte natural de una duna de deflación, en su brazo norte (Fig. 67).

En estos depósitos se reconoció una única unidad (Figs. 68 y 69), sobre una base cubierta, conformada por unos 2,5 m de arenas finas, bien seleccionadas, con laminación horizontal y coloración castaño amarillento (10YR 5/4) en su parte inferior. Se hallan cubiertas por 1,2 m de arenas finas bien seleccionadas de color castaño amarillento (10YR 5/4). Presentan laminación entrecruzada de alto ángulo. La medición de paleocorrientes muestra una inclinación promedio al azimut 264°, coincidiendo con la orientación hacia el SO de la duna *blowout* sobre la que se desarrolla esta sección.

En la parte superior de la unidad la laminación se torna difusa (Fig. 70), finalizando los depósitos con arenas masivas que expresan un escaso desarrollo edáfico, evidenciado por una coloración más oscura generada por la acumulación de materia orgánica. Las muestras SL08-28 y SL08-29 fueron utilizadas para análisis texturales.

Figura 67: Contexto geomorfológico de la sección Wheat Bale.

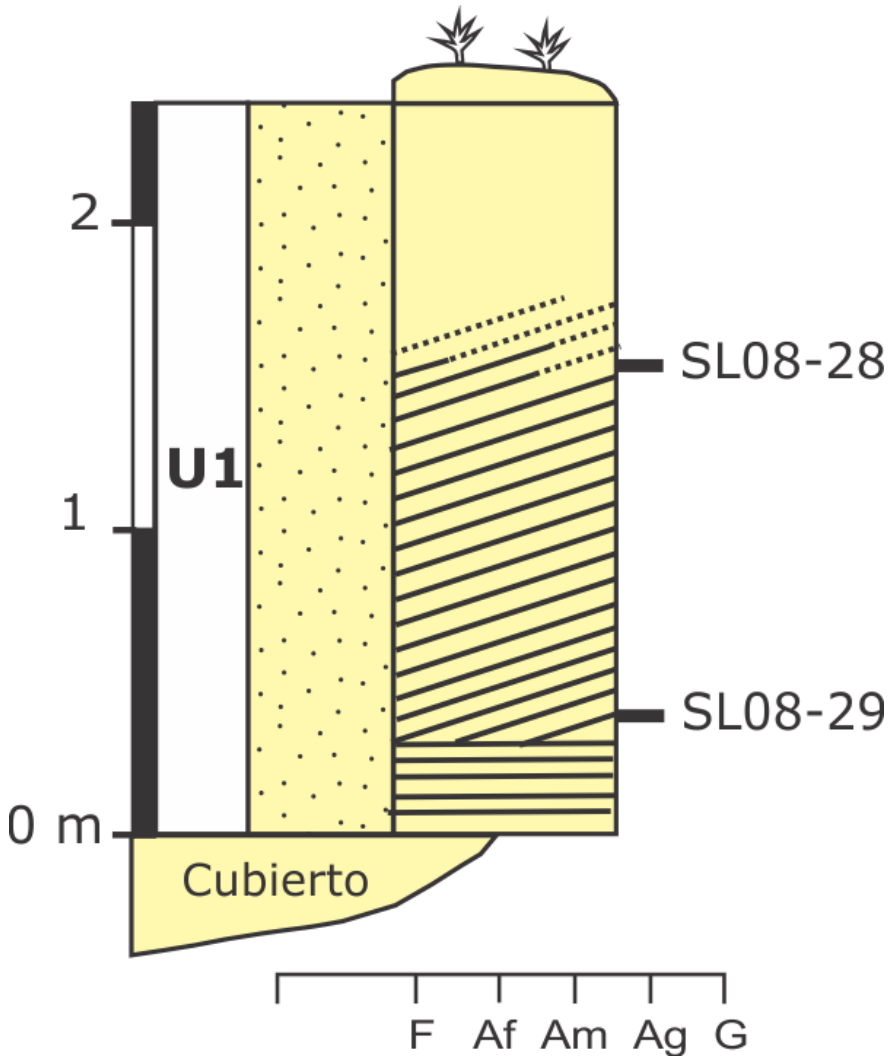


Figura 68: Sección Wheat Bale

Figura 69: Vista general de la sección Wheat Bale en el campo.

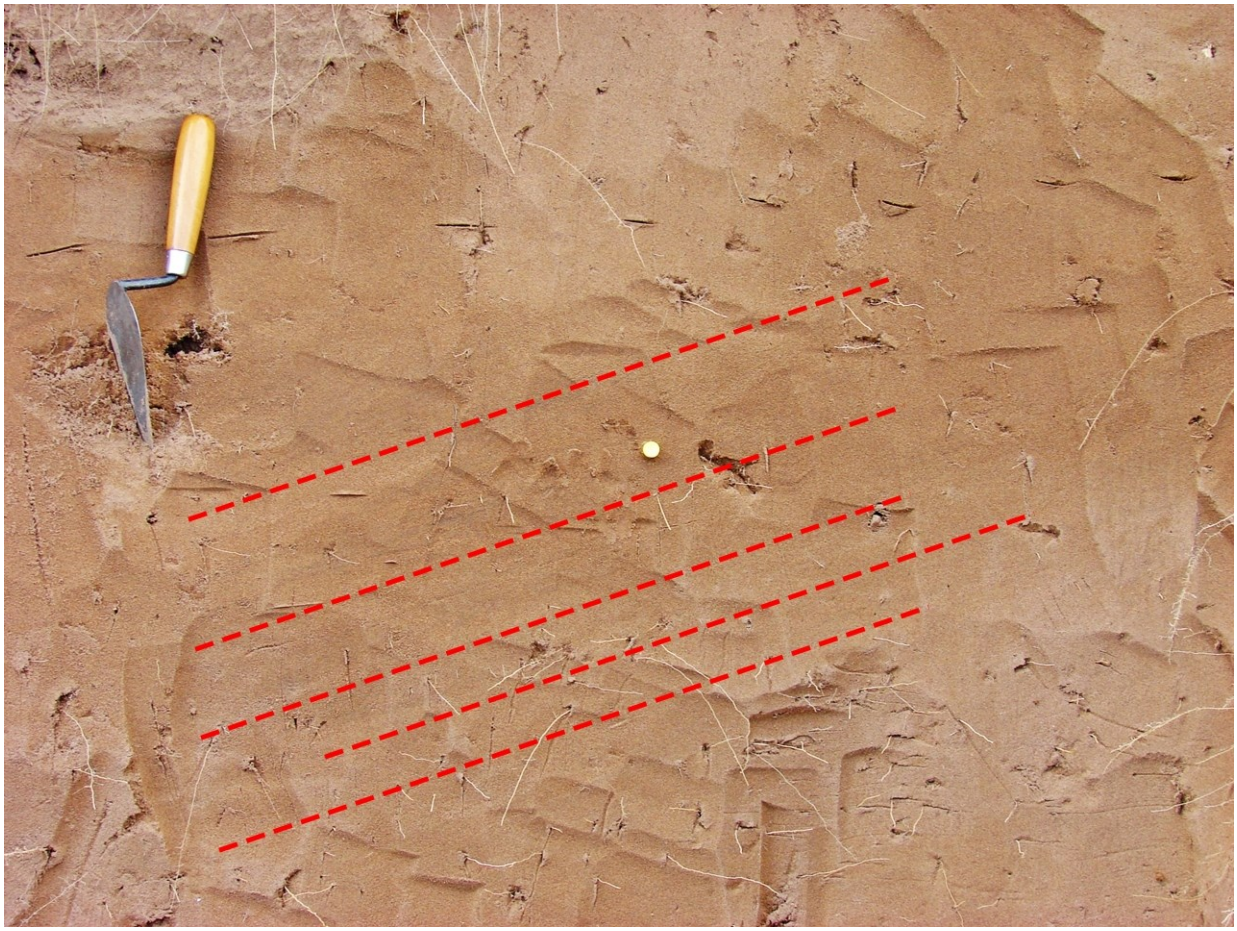


Figura 70: Detalle de la laminación entrecruzada difusa en la parte superior de la sección Wheat Bale. Las líneas punteadas indican la inclinación aproximada de las láminas hacia la izquierda de la fotografía.

Sección Anto

La sección se ubica en la estancia Los Pocitos, sus coordenadas son 33° 58’ 05,9’’ S, 65° 34’ 20,9’’ O; encontrándose su base a una altura aproximada de 489 msnm. La sección se ubica 30 m al oeste de la laguna Pocitos (Fig. 71), y unos 760 m al norte de la sección Rodent, dentro de la unidad geomorfológica D (Fig. 72). Se reconocen cinco unidades sedimentarias que contabilizan un espesor total de 1,90 m (Fig. 73).

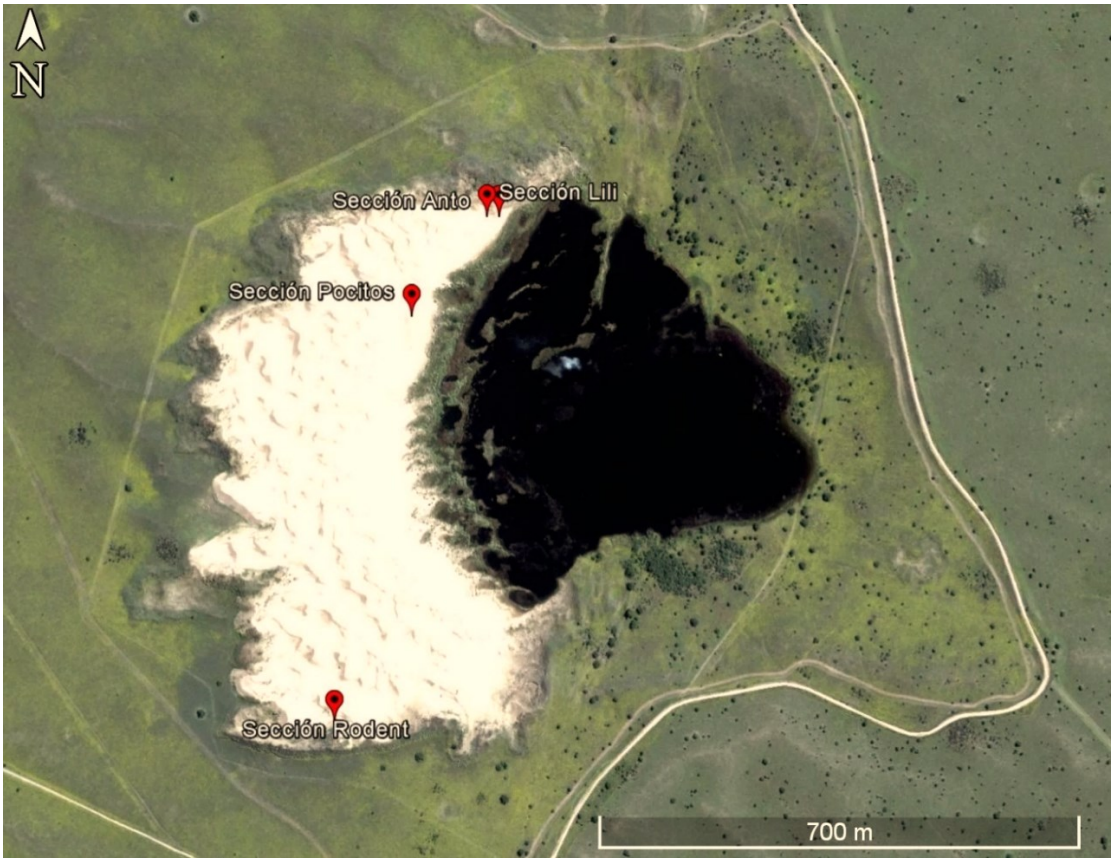


Figura 71: Contexto geomorfológico de las secciones Rodent, Pocitos, Anto y Lili.

Figura 72: Vista de la Laguna Pocitos, mirando hacia el este.

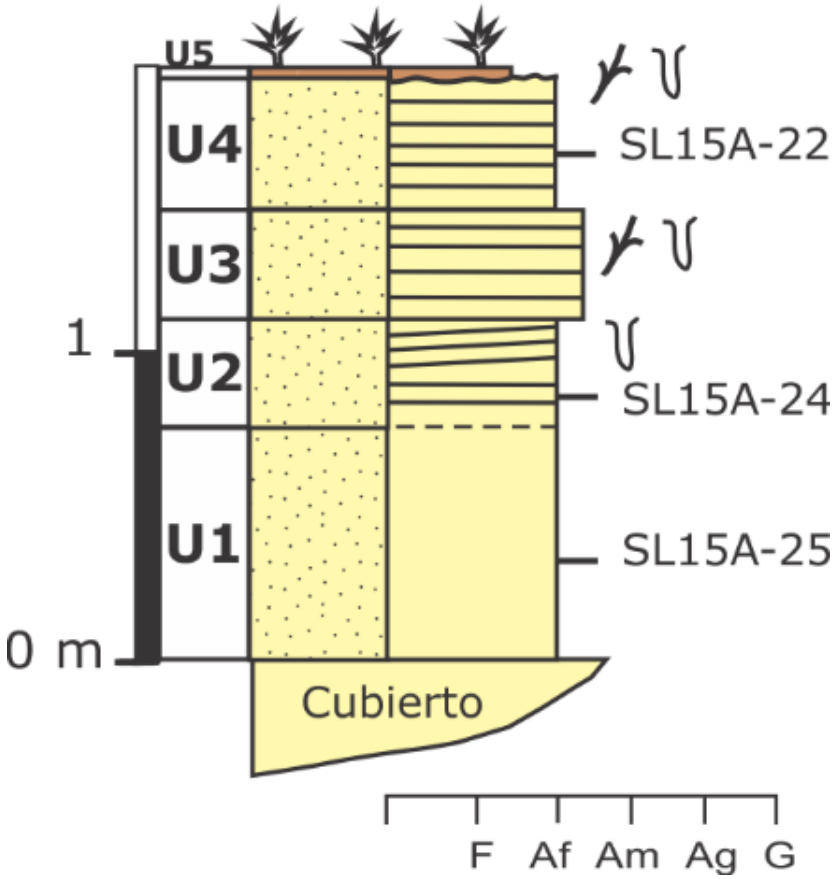


Figura 73: Sección Anto

Unidad 1 (0,00 – 0,75 m)

La unidad posee una base cubierta y se encuentra limitada por un contacto transicional irregular con la Unidad 2 en su parte superior. Se compone de arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, de color castaño (7.5YR 5/4), fundamentalmente masivas, distinguiéndose niveles con laminación entrecruzada de muy bajo ángulo difusa mientras que otros sectores son masivos. Se analizó texturalmente la muestra SL15A-25, tomada a 40 cm desde la base de la sección.

Unidad 2 (0,75 – 1,10 m)

Está formada por arenas finas a muy finas a finas, muy bien seleccionadas, de color castaño (7.5YR 4/3), donde alternan capas con laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo, de escala milimétrica a centimétrica. En el sector superior de la unidad predomina la laminación de bajo ángulo y trazas de madrigueras que continúan en la Unidad 3. Los valores de inclinación medidos para la laminación de bajo ángulo oscilan entre 7º y 15º al azimut 312°.

El límite superior de la unidad es neto. A 90 cm de la base de la sección se extrajo la muestra SL15A-24.

Unidad 3 (1,10 – 1,45 m)

Arenas finas a medianas, bien seleccionadas, de color castaño (7.5YR 5/4), masivas, con abundante bioturbación, marcas de raíces, trazas centimétricas de excavadores (*burrows*) y pequeños tubos milimétricos posiblemente producidos por la actividad de artrópodos. En algunos sectores se encuentran relictos de laminación horizontal y zonas bioturbadas con una coloración diferente al resto de la arena (rojo amarillento, 5YR 4/6). La unidad presenta un límite superior neto.

Unidad 4 (1,45 – 1,87 m)

Arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, de color castaño (7.5YR 4/3). Exhiben laminación horizontal poco definida de escala centimétrica, cortada por bioturbación y raíces. Sus límites, tanto inferior como superior, son netos y están muy bien definidos por cambios de coloración. Los restos de raíces presentan recubrimientos de óxidos rojizos. La granulometría de la muestra SL15A-22, tomada a 170 cm de la base se caracteriza en el siguiente capítulo.

Unidad 5 (1,87 – 1,90m)

La unidad contrasta fuertemente con las anteriores en términos de color y textura. Son arenas muy finas, limosas, de color blanco (7.5YR 8/1). En muestra de mano (Fig. 74) se presentan friables y livianas, infiriéndose que puede contener una proporción alta de material piroclástico. Hay evidencias de bioturbación hacia la base que conforman un contacto irregular y neto con la unidad subyacente

.

Figura 74: Arriba: Parte superior de la sección Anto. Abajo: Detalle de la Unidad 5.

Sección Lili

La sección se ubica en la Estancia Los Pocitos, a unos 15 m al norte de la Sección Anto, dentro de la unidad geomorfológica D (Fig. 71). Sus coordenadas son: 33°58’ 5,9’’ S, 65° 34’ 20,2’’ O. La misma se ubica a 2,55 m sobre el nivel actual (mayo de 2015) de la laguna Pocitos. La altura del sitio medida con barómetro de GPS es de 479 msnm. El espesor total de la sección, compuesta por una única unidad de arenas, es de 1,2 m, con base cubierta (Fig. 75).

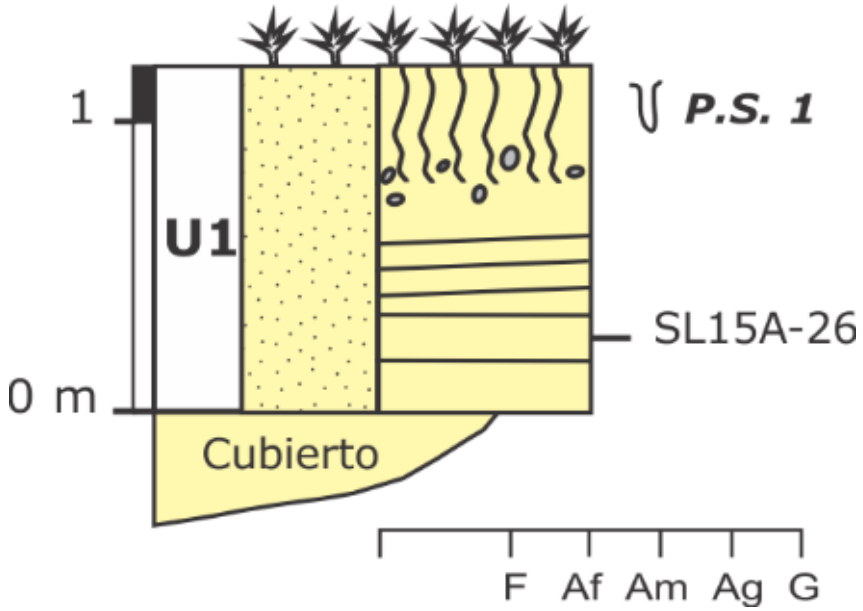


Figura 75: Sección Lili.

Unidad 1 (0,00 – 1,20 metros)

Arenas finas, bien seleccionadas, de color castaño rojizo (5YR 5/4), con laminación horizontal y de bajo ángulo de 0,5 a 1 cm de espesor exhibiendo *burrows*. En la parte superior se observan evidencias del desarrollo de un paleosuelo. La textura se analizó mediante la muestra SL15A-26 tomada a 25 cm de la base.

Paleosuelo 1

Horizonte Bλ (0 – 15 cm): Arena muy fina, limosa, con procesos de translocación de limo (Forman y Miller, 1984). Contiene pequeños filamentos de carbonato. Presenta fuerte estructuración pedogénica en bloques subangulares y color castaño a castaño oscuro (7.5YR 3.5/3).

Horizonte Bλkb (15 – 43 cm): Arena fina limosa con carbonatos pedogenéticos que no llegan al estadío 1 de Machette (1985). Estructura moderada en bloques subangulares de color castaño (7.5YR 5/3).

Horizonte C1 (43 -73 cm): Arena fina masiva, limosa, con menor cantidad de carbonatos. No presenta laminación. Se distingue importante bioturbación. Color castaño rojizo (5YR 5/4).

Horizonte C2 (73 cm – base de la sección): Es similar a C1 pero no se observa bioturbación.

Sección Rodent

La sección se haya ubicada en el sector sudoeste de la laguna Pocitos, dentro de la unidad geomorfológica D, aproximadamente 800 m al sur de la sección Anto (Fig. 71). Las coordenadas registradas con GPS son: 33°58'29,59"S, 65°34'29,50"O. Los depósitos conforman una sola unidad (Fig. 76) de 1,5 m de potencia de arenas finas bien seleccionadas, masivas, de color castaño amarillento oscuro (10 YR 4/3). La base de la misma se encuentra cubierta. En la parte superior presenta un suelo poco desarrollado, de aproximadamente 20 cm de espesor, que muestra escasa presencia de materia orgánica, rizoconcreciones carbonáticas de alrededor de 1 mm de diámetro y poca bioturbación. Hacia el techo se aprecia una importante acumulación de fragmentos de huesos milimétricos y fracturados que se interpretan como posibles restos de aves. La muestra SL10-22, tomada a 15 cm desde la base, y representativa de esta unidad, fue analizada granulométricamente.

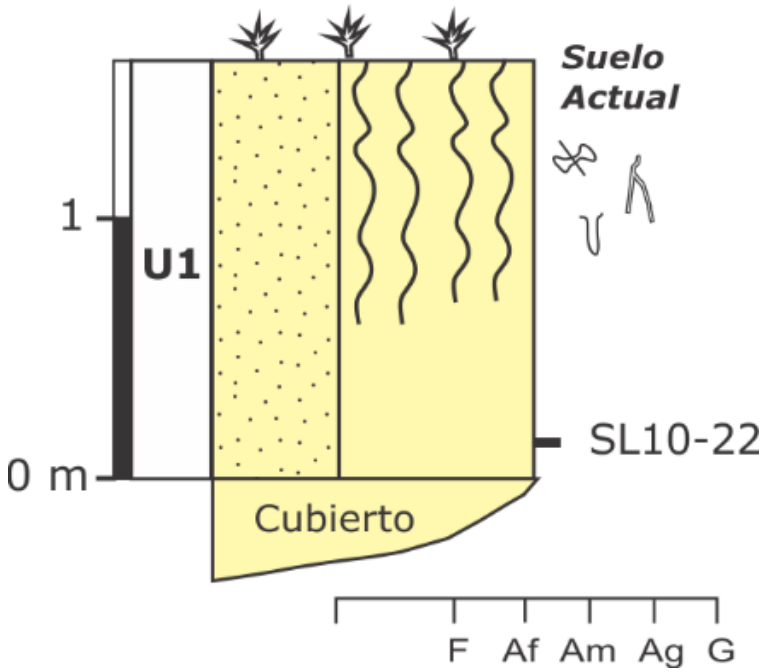


Figura 76: Sección Rodent.

Sección Pocitos

La sección se ubica dentro del hoyo de deflación que ocupa la laguna Pocitos, aproximadamente 200 m al sur de la sección Anto y 600 m al norte de la sección Rodent, en coordenadas 33°58'10.56"S, 65°34'25.20"O (Fig. 71). Los depósitos, correspondientes a la unidad geomorfológica D, se dividen en dos unidades arenosas que suman un espesor total de 2,5 m (Fig. 77).

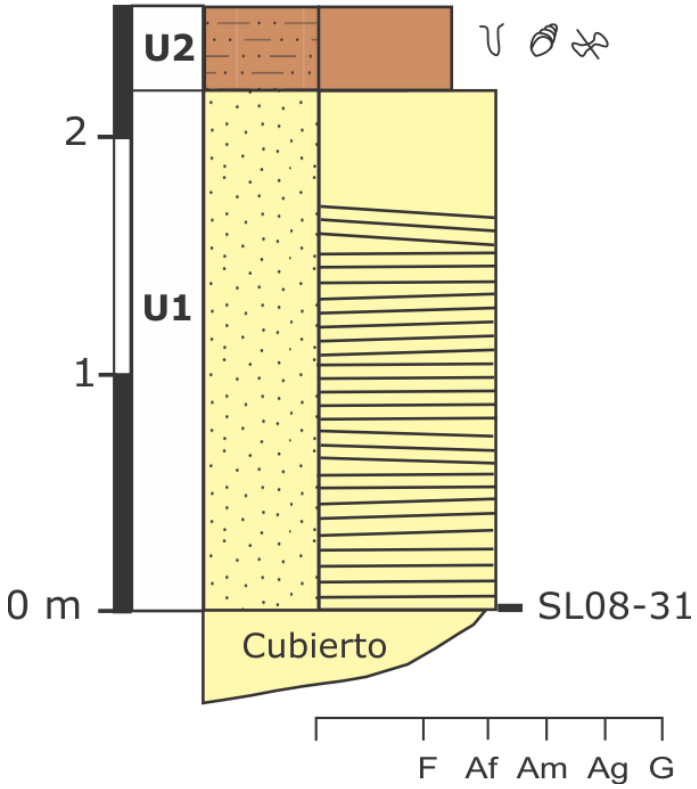


Figura 77: Sección Pocitos.

Unidad 1 (0,00 metros – 2,15 metros)

La base de la unidad está cubierta. En los 1,4 m inferiores hay presencia de arenas finas bien seleccionadas con laminación milimétrica, horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo, de color castaño (7,5YR 4/3). Por encima aparecen 75 cm de arenas semejantes a las anteriores pero con estructura masiva. La granulometría de la muestra SL08-31 fue estudiada para caracterizar la unidad.

Unidad 2 (2,15 metros – 2,50 metros)

Esta unidad limita con la inferior mediante un contacto horizontal neto. Se encuentran limos arenosos blanquecinos (7,5YR 8/1), masivos y con abundante porosidad (cavidades subredondedas y alargadas de entre 0,5 y 5 cm de diámetro). Presenta también gran concentración de huesos milimétricos y fracturados (posiblemente de aves) y restos de gastrópodos milimétricos.

3.2. Características texturales

A partir de las muestras obtenidas en el terreno y de datos de muestras adquiridas en campañas previas se realizó un análisis granulométrico de los sedimentos más representativos de la zona estudiada para caracterizar los procesos sedimentarios actuales y pasados, así como su variación en las distintas unidades geomorfológicas.

Como se mencionó en el capítulo Metodología, los datos provienen de tamizados para las muestras del grupo SL15A y de sedígrafo laser para las muestras de los grupos SLA08 y SLA10. Las muestras SL15A-16 y 17 fueron estudiadas mediante tamizado y pipeteado, considerando su mayor proporción de material fangoso.

En primer lugar, los resultados obtenidos señalan una importante homogeneidad textural en los depósitos analizados. Considerando la clasificación triangular de Folk et al. (1970) se observó que en el CELP predominan las arenas y arenas limosas (Fig. 78). La fracción arena es dominante, con contenidos que varían entre un 67 % y 99 %, particularmente con porcentajes predominantes de arena fina y muy fina (Figs. 79 y 80). La media granulométrica para todo el conjunto de muestras resulta 3,16 ϕ (SD = 0,28 ϕ), caracterizando a estas muestras como arenas muy finas a finas (Figs. 84 y 87).

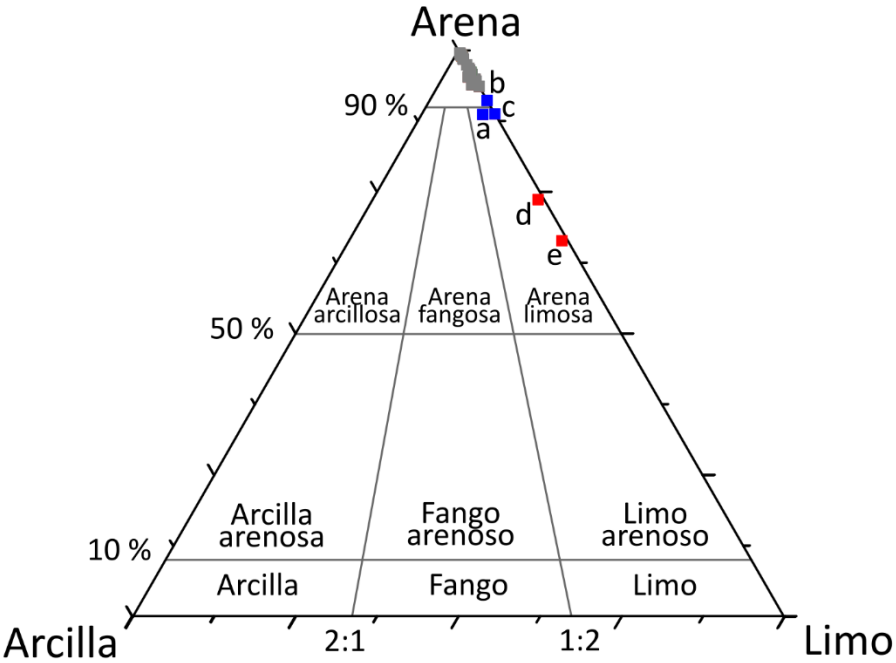


Figura 78: Triángulo de clasificación textural de las muestras analizadas (según Folk et al., 1970). En color azul se representan las muestras que se ubican en el límite entre arena y arena limosa (a, SLA10-22; b, SL15A-22; c, SL15A-25). En rojo se graficaron las muestras que corresponden a arenas limosas (d, SL15A-16; e, SL15A-17).

En el universo de muestras estudiadas no aparecen fracciones de grava ni arena gruesa. Los contenidos de arena mediana no superan el 11%. Las modas se ubican siempre dentro de las arenas finas y muy finas, representando las primeras entre un 10 % y un 58 % y las segundas entre un 32 % y un 73 % (Fig. 79).

El fango como conjunto se estudió en todas las muestras. Según el tipo de método utilizado hubo diferencias en la resolución alcanzada, por lo que no se pudo discriminar las fracciones finas con la misma precisión en todos los casos (Figs. 81, 82 y 83). Sin embargo los valores de fango son muy bajos, con un valor promedio de 5,5 % (SD = 7,5%) y donde solo cuatro muestras superan el 10 % de limoarcillas.

La fracción limo es dominante dentro de los tamaños fangosos, y promedia un 5% del total del sedimento entre la población de muestras, con valores muy variables que fluctúan entre 0,5 % a 33 %. La mayor parte de la fracción se condensa además en las fracciones de limo grueso y limo mediano. El limo grueso llega a alcanzar el 20 % en algunas muestras, aunque en la mayoría se mantiene en valores menores, alrededor del 1 % o 2 %. El limo mediano asciende hasta el 7,5 % en sus mayores expresiones, pero en algunas muestras es una fracción despreciable. La suma de limo fino y muy fino suele ser despreciable, excepcionalmente en ciertas muestras

con asimetría positiva sus contenidos trepan hasta el 5 %. Tal es el caso de la muestra SL15A-16 (Fig. 84).

La fracción arcilla no supera nunca el 2 % del total, siendo en la mayoría de los casos menor al 1% y muchas veces virtualmente inexistente (Fig. 81).

Al analizar la proporción de las distintas fracciones promediando según unidades geomorfológicas y litofacies se puede ver que las unidades A y D se distinguen por su mayor proporción de materiales finos (Fig. 80). La unidad C comparte con la litofacies Sp los menores porcentajes de fango, algo que podría indicar una mejor selección en el mecanismo de transporte, o una menor influencia de pedogénesis que pueda generar o concentrar fracciones más finas.

Se estudiaron los parámetros estadísticos mediante las fórmulas de métodos gráficos de Folk y Ward (1957), calculándose los valores de selección, media, moda, mediana, percentil de 1%, agudeza y asimetría (Fig. 85) y la clasificación de McManus (1988) (Fig. 86). En general todos los parámetros exponen un grupo de depósitos con gran homonegenidad textural, cuyas características se detallan a continuación.

Los depósitos eólicos característicamente presentan buena a muy buena selección, que se expresa a través de valores bajos de este parámetro, menores a 0,5 (McManus, 1988). Los sedimentos del CELP muestran valores que varían entre 0,32 y 0,95. En promedio, la selección se sitúa en 0,50 (SD = 0,17) en el límite entre buena y moderada (Fig. 86). Las muestras SL15A-16 y 17 tienen una fuerte impronta en este promedio (sedimentos moderadamente seleccionados), ya que sin su mayor proporción de finos, de posible origen edáfico, el valor sería sensiblemente menor. En este sentido la gran mayoría de los sedimentos (89 % de las muestras) se encuentran bien a moderadamente bien seleccionados (selección menor a 0,7).

Las medidas de tendencia central (moda, media y mediana) se comportan de manera muy parecida entre sí, ubicándose en las clases de arena fina o muy fina (Fig. 87).

En cuanto al percentil de 1%, que representa la máxima granulometría movilizada por el agente de transporte, se observa que toma valores que van de 1,29 ϕ a 2,65 ϕ, entre arena mediana y fina, para todas las muestras estudiadas.

Los parámetros que permiten evaluar la distribución de tamaños con respecto a las medidas de forma que se estudiaron son la agudeza (ó curtosis) y la asimetría (ó sesgo). En las muestras estudiadas la agudeza presenta valores que oscilan entre 0,90 y 1,98, indicando distribuciones mesocúrticas y leptocúrticas (según McManus, 1988), tendencias esperables para sedimentos eólicos. Al comparar visualmente los histogramas del CELP con aquellos provenientes de datos promediados de distintos sistemas eólicos, publicados por Pye y Tsoar

(2009), puede reconocerse que la combinación de las medidas de tendencia central y forma de las curvas se corresponde con lo típico de depósitos originados por migración de dunas. Lo mismo sucede cuando se compara con los valores de sedimentos eólicos compilados de numerosos sistemas eólicos del mundo (Ahlbrandt, 1979).

La asimetría de los sedimentos del CELP presenta valores cercanos a cero, oscilando entre -0,18 y 0,28. En la gran mayoría de las muestras los depósitos muestran distribuciones granulométricas simétricas (Figs. 84 y 87), mientras que aquellas donde los finos tienen una mayor participación presentan asimetrías positivas. El sesgo suele ser levemente positivo en arenas eólicas (Folk, 1962; Friedman, 1979). Sin embargo, Binda (1983) propone que podrían ocurrir distribuciones simétricas o con asimetría negativa en contextos eólicos deflacionarios. Esto explicaría la presencia de muestras con estas características en el CELP.

Muestra	Sección	U.G.	Litofacies	Nivel (cm desde la base)	%Arena	% AM	% AF	% AMF	% AF +AMF	% Fango
SL15A-15	Isabel	A	Sh/Sl	60	96,82	1,03	35,96	59,83	95,79	3,18
SL15A-16	Isabel	A	Sh/Sl	142	74,62	1,58	14,65	58,39	73,04	25,38
SL15A-17	Isabel	A	Sm	160	67,31	1,24	10,58	55,49	66,07	32,69
SL15A-22	Anto	D	Sh	170	91,15	0,10	18,52	72,54	91,05	8,85
SL15A-24	Anto	D	Sh/Sl	90	94,91	0,06	21,40	73,45	94,85	5,09
SL15A-25	Anto	D	Sm	40	88,78	0,19	17,88	70,70	88,59	11,22
SL15A-26	Lili	D	Sh/Sl	25	97,43	0,25	29,49	67,69	97,18	2,57
SL15A-27	Emma	A	Sm	100	98,42	0,11	28,69	69,62	98,31	1,58
SL15A-29	Emma	A	Sm	210	95,78	0,13	25,84	69,81	95,65	4,22
SL15A-30	Emma	A	Sh/Sl	240	98,70	0,04	27,51	71,15	98,66	1,30
SL15A-32	Emma	A	Sh/Sl	400	99,15	0,06	35,09	64,00	99,09	0,85
SL15A-33	Jacob	A	Sm	20	96,11	0,11	41,88	54,12	96,00	3,89
SL15A-34	Jacob	A	Sm	200	96,50	0,08	43,90	52,52	96,42	3,50
SL15A-36	Jacob	A	Sm	365	93,61	0,29	47,08	46,24	93,32	6,39
SL15A-39	Jacob	A	Sh/Sl	380	99,00	0,09	45,97	52,95	98,91	1,00
SL15A-40	Emma	A	Sh/Sl	390	94,59	0,22	30,39	63,97	94,36	5,41
SLA08-14	Nicolás	C	Sh/Sl	320	99,55	5,98	57,81	35,76	93,57	0,45
SLA08-16	Nicolás	C	Sp	205	99,54	3,77	56,47	39,30	95,77	0,46
SLA08-18	Nicolás	C	Sh	40	93,91	3,84	48,94	41,14	90,07	6,09
SLA08-28	Wheat Bale	C	Sp	150	99,46	10,77	56,53	32,16	88,69	0,54
SLA08-29	Wheat Bale	C	Sp	40	99,25	4,78	56,12	38,35	94,47	0,75
SLA08-31	Pocitos	D	Sh/Sl	0	96,09	2,77	44,81	48,51	93,32	3,91
SLA10-04	Pato	B	Sm	15	95,30	3,67	53,08	38,55	91,63	4,70
SLA10-22	Rodent	D	Sm	15	88,66	1,18	40,54	46,94	87,48	11,34
SLA10-42	Diego	C	Sp	275	98,98	7,62	55,13	36,23	91,36	1,02
SLA10-44	Diego	C	Sp	115	98,56	6,39	53,61	38,56	92,17	1,44
SLA10-45	Diego	C	Sp	345	98,52	6,03	53,16	39,33	92,49	1,48

Figura 79: Tabla de distribución de tamaños de grano de los sedimentos analizados.

U.G.	%Arena	%AM	%AF	%AMF	%AF+AMF	%Fango
A	92,55	0,42	32,29	59,84	92,14	7,45
B	95,30	3,67	53,08	38,55	91,63	4,70
C	98,47	6,15	54,72	37,60	92,32	1,53
D	92,84	0,76	28,77	63,30	92,08	7,16

Litofacies	%Arena	%AM	%AF	%AMF	%AF+AMF	%Fango
Sm	91,16	0,78	34,39	56,00	90,39	8,84
Sh/Sl	94,66	1,34	34,21	59,11	93,32	5,34
Sp	99,05	6,56	55,17	37,32	92,49	0,95

Figura 80: Promedio de distribución de las clases texturales según unidades geomorfológicas (U.G.) y litofacies.

SEDIGRAFO					FINOS					
Muestra	**Sección**	**U.G.**	**Litofacies**	**Nivel (cm desde la base)**	**%Limo**	**%LG**	**%LM**	**%LF**	**%LMF**	**%Arcilla**
SLA08-14	Nicolás	C	Sh/Sl	320	0,45	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA08-16	Nicolás	C	Sp	205	0,46	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA08-18	Nicolás	C	Sh	40	5,09	2,04	1,38	1,14	0,53	1,00
SLA08-28	Wheat Bale	C	Sp	150	0,54	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA08-29	Wheat Bale	C	Sp	40	0,75	0,75	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA08-31	Pocitos	D	Sh/Sl	0	3,91	3,91	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA10-04	Pato	B	Sm	15	1,02	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA10-22	Rodent	D	Sm	15	1,44	1,44	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA10-42	Diego	C	Sp	275	1,48	1,48	0,00	0,00	0,00	0,00
SLA10-44	Diego	C	Sp	115	9,40	4,93	1,64	1,96	0,87	1,94
SLA10-45	Diego	C	Sp	345	3,83	0,97	1,32	1,06	0,48	0,87

Figura 81: Detalle de la granulometría de sedimentos finos analizados con sedígrafo.

TAMIZADO					FINOS	
Muestra	**Sección**	**U.G.**	**Litofacies**	**Nivel (cm desde la base)**	**%Limo grueso* (>4.75 ϕ)**	**% <4,75 ϕ (Limo mediano, fino, muy fino y arcillas)**
SL15A-15	Isabel	A	Sh/Sl	60	2,69	0,49
SL15A-22	Anto	D	Sh	170	6,75	2,10
SL15A-24	Anto	D	Sh/Sl	90	4,42	0,67
SL15A-25	Anto	D	Sm	40	8,57	2,65
SL15A-26	Lili	D	Sh/Sl	25	2,29	0,28
SL15A-27	Emma	A	Sm	100	1,40	0,18
SL15A-29	Emma	A	Sm	210	3,14	1,08
SL15A-30	Emma	A	Sh/Sl	240	1,21	0,08
SL15A-32	Emma	A	Sh/Sl	400	0,77	0,09
SL15A-33	Jacob	A	Sm	20	2,28	1,61
SL15A-34	Jacob	A	Sm	200	2,27	1,22
SL15A-36	Jacob	A	Sm	365	3,64	2,75
SL15A-39	Jacob	A	Sh/Sl	380	0,81	0,18
SL15A-40	Emma	A	Sh/Sl	390	3,38	2,04

Figura 82: Detalle de la granulometría de sedimentos finos analizados por tamizados. *El límite entre limo grueso y limo mediano se ubica en 5 ϕ pero el tamiz más fino disponible en las series Tyler es de 4,75 ϕ, por lo que se aproxima el límite a este valor con la finalidad práctica de clasificar por fracciones.

TAMIZADO-PIPETEADO					FINOS			
Muestra	**Sección**	**U.G.**	**Litofacies**	**Nivel (cm desde la base)**	**%Limo**	**%LG**	**%LM**	**%LF y MF**
SL15A-16	Isabel	A	Sh/Sl	142	25,38	15,01	5,97	4,40
SL15A-17	Isabel	A	Sm	160	32,69	19,53	7,51	5,66

Figura 83: Detalle de la granulometría de sedimentos finos analizados por pipeteado y tamizado.

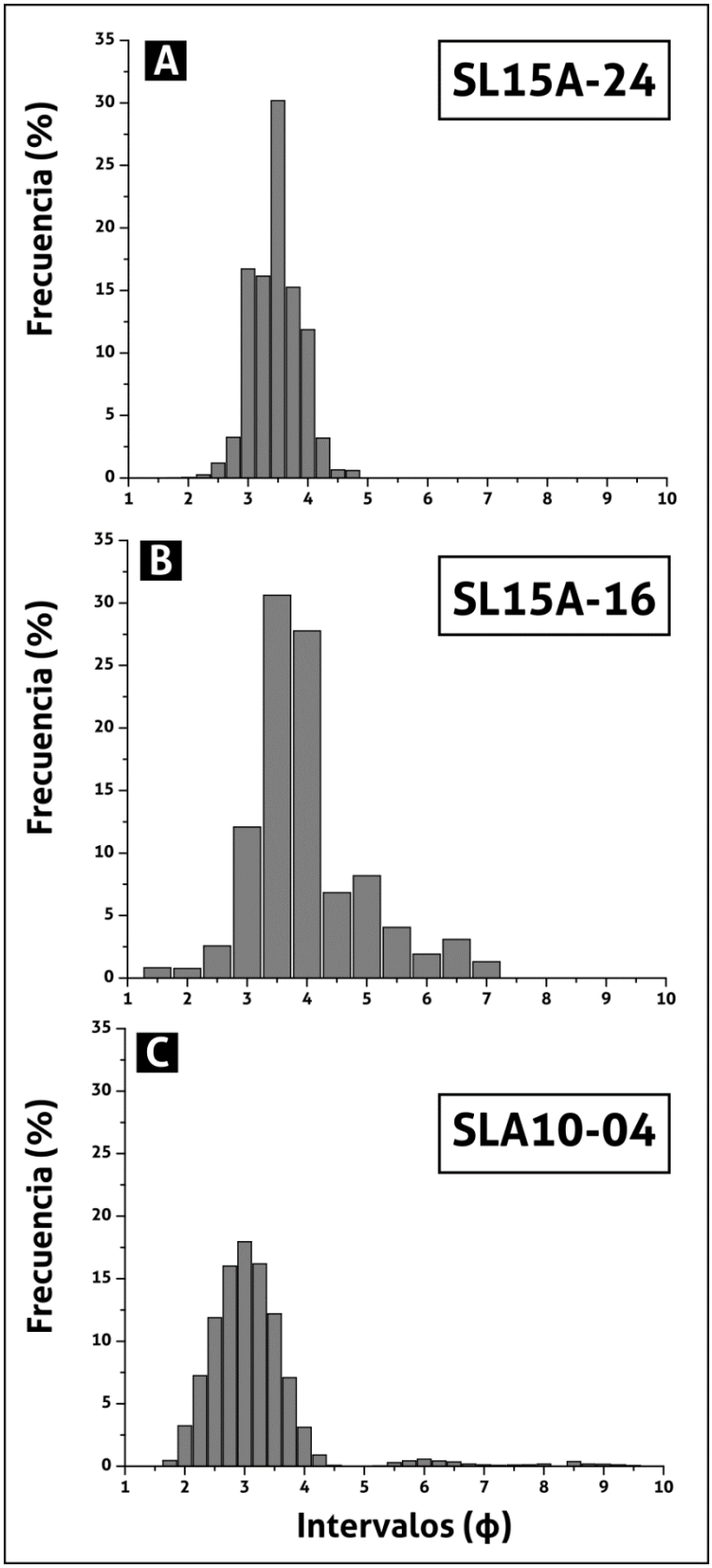


Figura 84: Histogramas representativos de muestras del sistema eólico analizado.
A, SL15A-24 (sección Anto, unidad D); B, SL15A-16 (sección Isabel, unidad A); C, SLA10-04 (sección Pato, unidad B).

Parámetros estadísticos	Fórmulas del método de momentos	Fórmulas del método gráfico (de Folk y Ward, 1957)
media (x)	$\frac{\sum f \cdot m}{100}$	$\frac{(\phi 16 + \phi 50 + \phi 84)}{3}$
selección (σ)	$\sqrt[2]{\frac{\sum f \cdot (m - x)^2}{100}}$	$\frac{(\phi 84 - \phi 16)}{4} + \frac{(\phi 95 - \phi 5)}{6,6}$
asimetria (SK_1)	$\frac{\sum f \cdot (m - x)^3}{100 . \sigma^3}$	$\frac{(\phi 16 + \phi 84 - 2.\phi 50)}{2.(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{(\phi 5 + \phi 95 - 2.\phi 50)}{2.(\phi 95 - \phi 5)}$
mediana (Md)		$\phi 50$
agudeza (K_G)	$\frac{\sum f \cdot (m - x)^4}{100 . \sigma^4}$	$\frac{(\phi 95 - \phi 5)}{2,44.(\phi 75 - \phi 25)}$

Figura 85: Fórmulas para el cálculo de parámetros estadísticos según Folk y Ward (1957). Referencias: f, frecuencia porcentual; m, punto medio de cada intervalo de clase; x, media; σ, selección; ϕxx, granulometría correspondiente al percentil de xx %.

SELECCIÓN	
Muy bien seleccionado	<0,35
Bien seleccionado	0,35 - 0,50
Moderadamente bien seleccionado	0,50 - 0,70
Moderadamente seleccionado	0,70 - 1,00
Pobremente seleccionado	1,00 - 2,00
Muy pobremente mal seleccionado	2,00 - 4,00
Extremadamente mal seleccionado	>4,00

ASIMETRÍA	
Asimetría muy positiva	+0,3 a +1,0
Asimetría positiva	+0,1 a +0,3
Simétrica	+0,1 a -0,1
Asimetría negativa	-0,1 a -0,3
Asimetría muy negativa	-0,3 a -1,0

AGUDEZA	
Muy platicúrtico	<0,67
Platicúrtico	0,67 - 0,90
Mesocúrtico	0,90 - 1,11
Leptocúrtico	1,11 - 1,50
Muy leptocúrtico	1,50 - 3,00
Extremadamente leptocúrtico	>3,00

Figura 86: Clasificación de parámetros estadísticos según McManus (1988)

Muestra	Sección	U. G.	Litofacies	Nivel (cm desde la base)	Media (ϕ)	Media (mm)	Selección	Moda	Mediana	ϕ de 1%	Agu deza	Asime tría
SL15A-15	Isabel	A	Sh/Sl	60	3,11	0,12	0,42	3,25-3,50	3,07	1,93	1,01	0,07
SL15A-16	Isabel	A	Sh/Sl	142	3,73	0,08	0,91	3,00-3,50	3,54	2,02	1,31	0,28
SL15A-17	Isabel	A	Sm	160	3,89	0,07	0,95	3,50-4,00	3,76	2,06	1,32	0,23
SL15A-22	Anto	D	Sh	170	3,38	0,10	0,45	3,25-3,50	3,38	2,39	1,10	0,04
SL15A-24	Anto	D	Sh/Sl	90	3,39	0,10	0,32	3,25-3,50	3,34	2,50	1,01	0,13
SL15A-25	Anto	D	Sm	40	3,39	0,10	0,55	3,25-3,50	3,39	2,17	1,10	0,04
SL15A-26	Lili	D	Sh/Sl	25	3,26	0,10	0,42	3,25-3,50	3,26	2,28	1,01	0,00
SL15A-27	Emma	A	Sm	100	3,18	0,11	0,35	3,25-3,50	3,14	2,42	0,90	0,12
SL15A-29	Emma	A	Sm	210	3,35	0,10	0,35	3,25-3,50	3,35	2,65	0,99	-0,01
SL15A-30	Emma	A	Sh/Sl	240	3,30	0,10	0,34	3,25-3,50	3,30	2,50	1,00	0,01
SL15A-32	Emma	A	Sh/Sl	400	3,21	0,11	0,33	2,75-3,00	3,20	2,46	0,93	0,03
SL15A-33	Jacob	A	Sm	20	3,20	0,11	0,38	2,75-3,00	3,21	2,63	0,94	-0,01
SL15A-34	Jacob	A	Sm	200	3,20	0,11	0,34	2,75-3,00	3,20	2,41	1,00	0,00
SL15A-36	Jacob	A	Sm	365	3,10	0,12	0,51	2,75-3,00	3,06	2,20	1,84	0,25
SL15A-39	Jacob	A	Sh/Sl	380	3,17	0,11	0,33	2,75-3,00	3,17	2,40	0,99	-0,02
SL15A-40	Emma	A	Sh/Sl	390	3,32	0,10	0,41	3,25-3,50	3,32	2,39	1,07	0,02
SLA08-14	Nicolás	C	Sh/Sl	320	2,81	0,14	0,48	2,75-3,00	2,70	1,60	1,23	0,13
SLA08-16	Nicolás	C	Sp	205	2,85	0,14	0,44	3,00-3,25	2,73	1,69	1,01	0,01
SLA08-18	Nicolás	C	Sh	40	3,08	0,12	0,64	3-3,25	2,90	1,55	1,29	0,13
SLA08-28	Wheat Bale	C	Sp	150	2,72	0,15	0,52	3-3,25	2,65	1,43	1,04	-0,03
SLA08-29	Wheat Bale	C	Sp	40	2,85	0,14	0,45	2,75-3	2,70	1,60	1,02	0,02
SLA08-31	Pocitos	D	Sh/Sl	0	3,02	0,12	0,51	3-3,25	2,90	1,70	0,99	0,02
SLA10-04	Pato	B	Sm	15	2,96	0,13	0,50	2,75-3,00	2,96	1,81	1,00	0,00
SLA10-22	Rodent	D	Sm	15	3,22	0,11	0,85	3-3,25	3,22	1,88	1,98	0,24
SLA10-42	Diego	C	Sp	275	2,81	0,14	0,55	2,75-3,00	2,84	1,29	1,01	-0,04
SLA10-44	Diego	C	Sp	115	2,85	0,14	0,55	2,75-3,00	2,88	1,56	0,96	-0,18
SLA10-45	Diego	C	Sp	345	2,86	0,14	0,55	2,75-3,00	2,50	1,60	1,01	0,18

Figura 87: Tabla de parámetros estadísticos de las muestras analizadas.

Para caracterizar los mecanismos de transporte actuantes en el sistema eólico analizado se graficaron diagramas de frecuencia acumulada (en escala de probabilidades) en función del tamaño de grano, según la propuesta de Visher (1969).

En los gráficos obtenidos se pueden observar quiebres en las pendientes cercanos a los tamaños de 2 ϕ y 4 ϕ respectivamente (Fig. 88). Estos dos quiebres se atribuyeron al pasaje de rolido a saltación y posteriormente a saltación modificada. Generalmente el quiebre de 4 ϕ marca el cambio de saltación a suspensión, pero en este caso se propone este otro mecanismo de transporte ya que los finos movilizados por suspensión en sistemas eólicos corresponden a granulometrías de limos medianos a finos que suelen acumularse en planicies loéssicas o arcillas depositadas en cuerpos de agua. Adicionalmente, eventos de suspensión de corto plazo pueden tener lugar con limos gruesos y medianos (*short-term suspension*; Pye y Tsoar, 2009).

En los casos de muestras donde hay una mayor presencia de sedimentos finos no se han identificado con claridad los segmentos correspondientes a rolido.

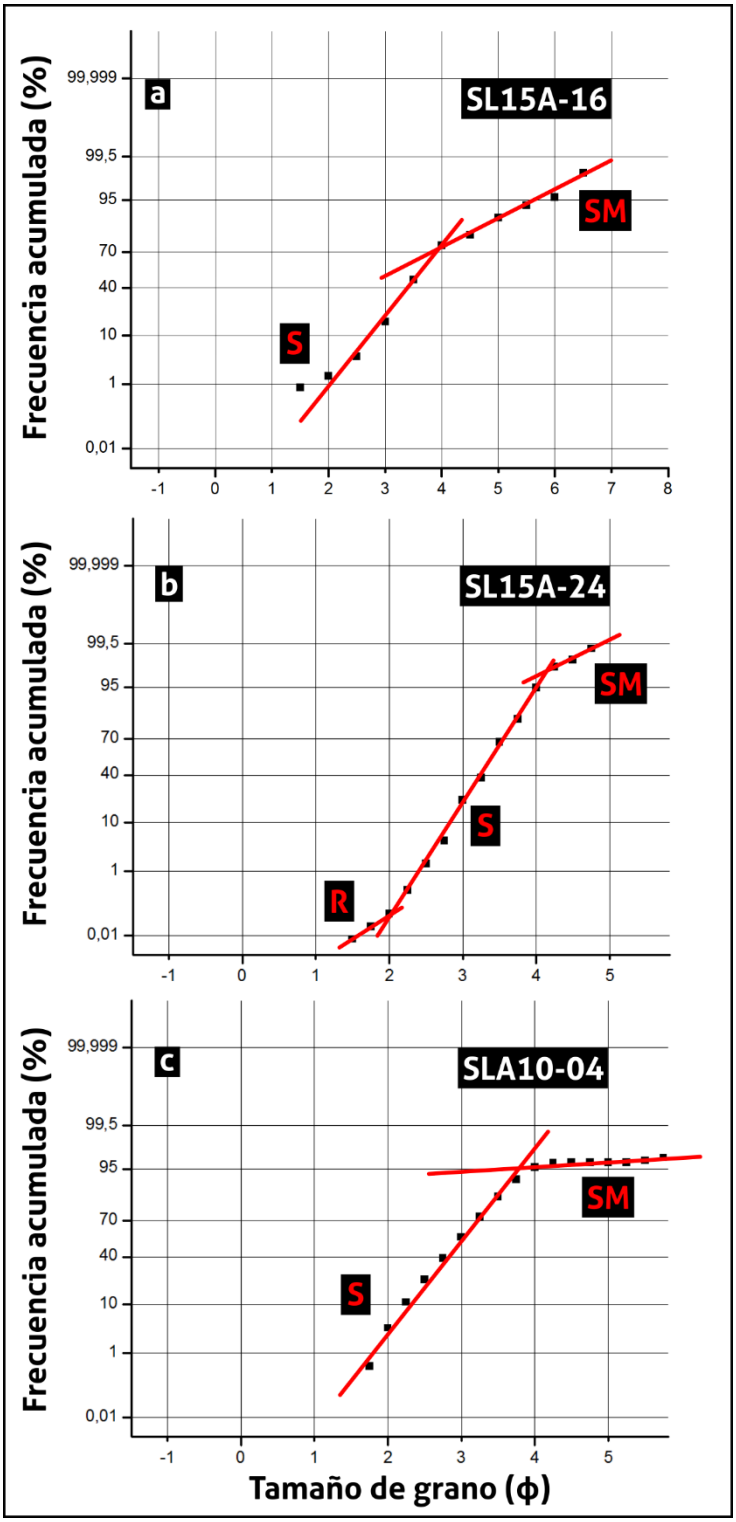


Figura 88: Diagramas de Visher (1969) para las muestras a, SL15A-16 (Unidad A – Litofacies Sh/Sl); b, SLA10-04 (Unidad B - Litofacies Sm) y c, SL15A-24 (Unidad D – Litofacies Sh/Sl). Pueden observarse los quiebres que separan segmentos correspondientes a mecanismos de transporte por rólido (R), saltación (S) y saltación modificada (SM).

Con los datos texturales obtenidos se realizaron diversos gráficos bivariantes para identificar tendencias en la sedimentación, discriminando muestras o grupos de muestras según ubicación geográfica, unidad geomorfológica, litofacies y sección. Se analizó la variación conjunta de selección en función de media, agudeza y media, asimetría y media, percentil de 1% y media, percentil de 1% y selección, asimetría y selección. Los gráficos muestran tendencias marcadas al discriminar por litofacies (Fig. 89) y unidades geomorfológicas (Fig. 90).

En el caso de los gráficos donde se coloreó a los grupos de muestras según sus litofacies se pudo observar que las correspondientes a aquellos niveles con laminación entrecruzada (Sp) se agrupaban en la periferia de las demás muestras (que se distribuyen con cierta aleatoriedad) al evaluar el percentil de 1% en función de la media, selección versus media y agudeza versus media. (Fig. 89).

La zona de los gráficos ocupada por este grupo corresponde a valores de medias que van entre 2,7 ϕ y 2,9 ϕ (arenas finas). La selección oscila entre 0,4 y 0,6 (buena a moderadamente buena). La agudeza para las muestras de litofacies Sp varía entre 0,9 y 1,1 (mesocúrticas). Los datos de percentil de 1% indican tamaños de grano máximos más gruesos en comparación con las litofacies restantes, ubicándose sus valores entre 1,2 ϕ y 1,8 ϕ (arena mediana).

Este particular agrupamiento de las muestras pertenecientes a la litofacies Sp pone de manifiesto una mayor homogeneidad textural dentro de este conjunto, aún en un universo de depósitos que tienen a la homogeneidad como una característica distintiva.

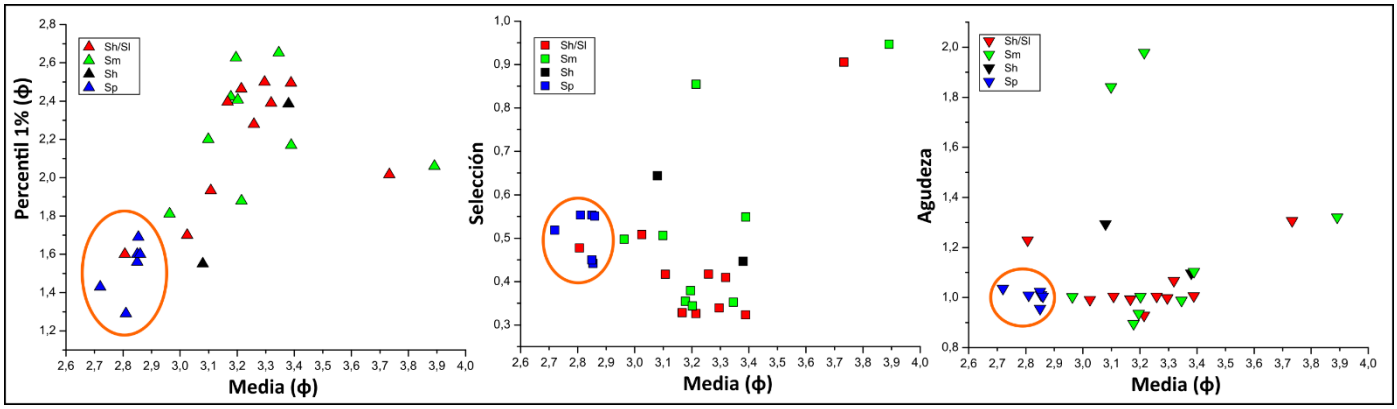


Figura 89: Tendencias encontradas a través de gráficos bivariantes discriminando las muestras según el tipo de estructura sedimentaria (Sp: laminación entrecruzada; Sh: laminación horizontal; Sl: laminación entrecruzada de bajo ángulo; Sm: arenas masivas). Se observa un agrupamiento de las muestras pertenecientes a la litofacies Sp y la distribución aleatoria del resto de los sedimentos.

Para el caso de los gráficos discriminados según unidades geomorfológicas la tendencia encontrada muestra un agrupamiento significativo de las muestras correspondientes a la unidad C (Fig. 90), al evaluar percentil de 1% vs. media, percentil de 1% vs. selección y selección vs. media. Cabe recordar que la unidad C corresponde a dunas *blowout*, parabólicas y barjanoides de orientación NE-SO.

Los sedimentos pertenecientes a la unidad C muestran medias granulométricas de mayor tamaño que las restantes, ubicándose entre 2,7 ϕ y 3,1 ϕ (límite entre arenas finas y muy finas) con valores de selección que fluctúan entre 0,45 y 0,65 (buena a moderadamente buena). El percentil de 1% marca una clara diferencia entre unidades geomorfológicas, correspondiendo a la unidad C los valores más gruesos, entre 1,2 ϕ y 1,7 ϕ (arena mediana).

En todos los gráficos donde se encontró esta tendencia se pudo identificar a la única muestra disponible de la unidad B (crestas sinuosas) en la periferia de este grupo. Las muestras de las unidades A y D (dunas *blowout* de orientación SE-NO y ESE-ONO) podrían formar un agregado con mayor dispersión en los valores estadísticos. Si se considera esta posibilidad, entonces se puede diferenciar sedimentológicamente a las unidades geomorfológicas en dos grandes grupos, limitados por la unidad B.

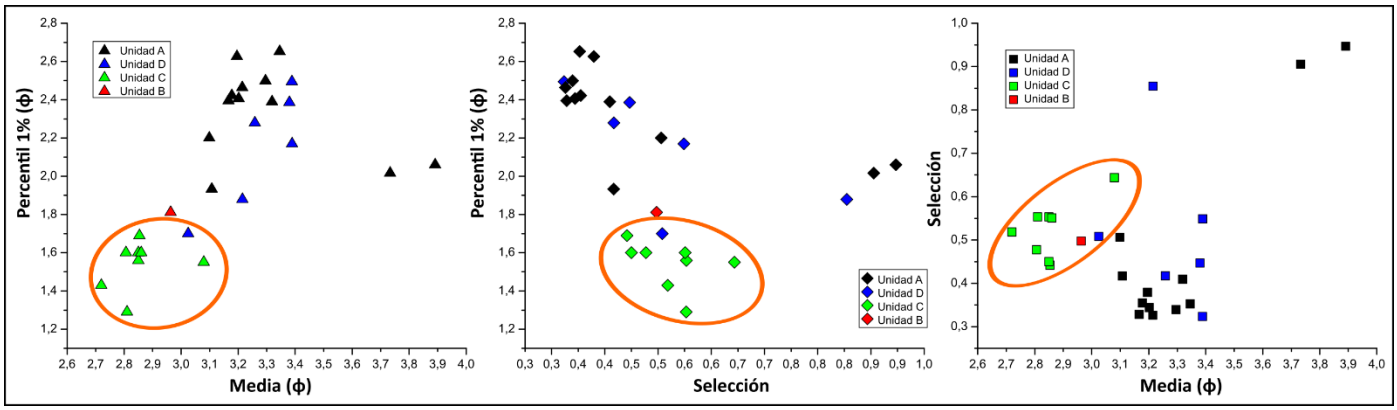


Figura 90: Tendencias encontradas a través de gráficos bivariantes de percentil de 1% vs. media, percentil de 1% vs. selección y selección vs. media discriminando unidades geomorfológicas. Se observa un agrupamiento de las muestras pertenecientes a la Unidad C.

En definitiva, los resultados presentados en este capítulo revelan un conjunto de sedimentos con gran homogeneidad textural. Las medias granulométricas se ubican en las fracciones arena fina y muy fina con participaciones variables de limo. Los valores de selección clasifican a estos depósitos como bien seleccionados, y las medidas centrales y de forma revelan

muestras con importante simetría. Los mecanismos de transporte identificados pertenecen al agente eólico y corresponden principalmente a saltación y saltación modificada.

Las principales tendencias de agrupamiento encontradas mediante gráficos bivariantes conciernen a las muestras pertenecientes a la litofacies Sp y a la unidad geomorfológica C. Dichas muestras presentan mayor homogeneidad textural que las arenas restantes, en un contexto de medias granulométricas levemente más gruesas.

3.3. Características petrográficas

Las características petrográficas principales de los sedimentos del CELP fueron determinadas mediante el análisis de diez secciones delgadas de preparados de sedimentos sueltos de la fracción de arena mediana, entre 1,5 ϕ y 2,5 ϕ. (Fig. 91).

Muestra	Sección	U.G.	Litofacies	Nivel (cm desde la base de la sección)
SL15A-15	Isabel	A	Sh/Sl	60
SL15A-24	Anto	D	Sh/Sl	90
SL15A-27	Emma	A	Sm	100
SL15A-33	Jacob	A	Sm	20
SLA08-16	Nicolás	C	Sp	205
SLA08-29	Wheat Bale	C	Sp	40
SLA08-31	Pocitos	D	Sh/Sl	0
SLA10-04	Pato	B	Sm	15
SLA10-22	Rodent	D	Sm	15
SLA10-45	Diego	C	Sp	345

Figura 91: Muestras de las que se confeccionaron cortes delgados. U.G.: Unidad geomorfológicas.

Al momento de realizar los conteos seleccionando clastos aleatoriamente (siguiendo transectas a lo largo de cada corte delgado) se desestimaron los clastos muy alterados que por sus características al microscopio no permitieron tener certeza en su clasificación. La redondez de los granos se analizó utilizando la escala de Powers (1953, Fig. 92). La observación de la

totalidad de las muestras permitió identificar generalidades en los litotipos encontrados que se describen a continuación.

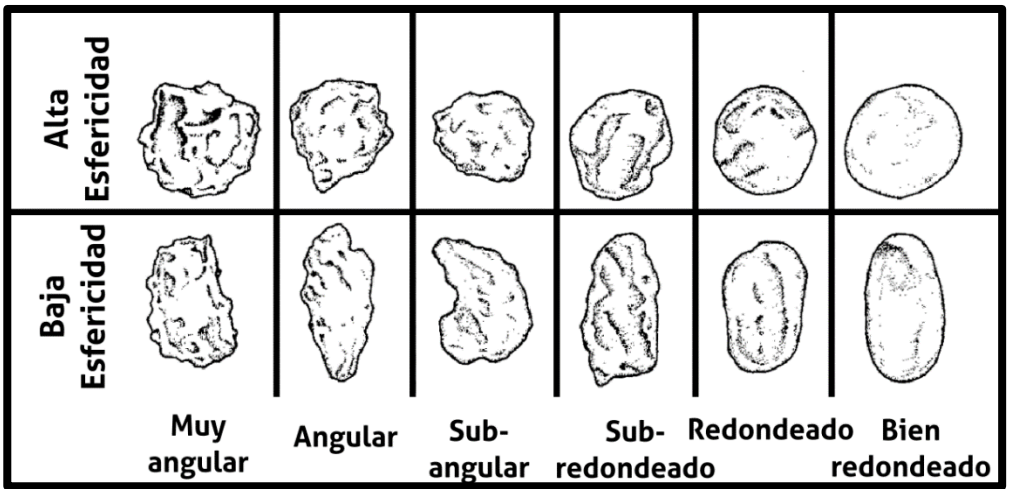


Figura 92: Escala gráfica de redondez y esfericidad de Powers (1953).

El cuarzo (en promedio 32,11 %, SD = 5,17 %) aparece mayormente de forma monocristalina (29,45 %, SD = 5,62 %) en granos subangulares a subredondeados, principalmente frescos o con una delgada pátina de óxidos de hierro. Con analizador exhibe extinción flash y ondulosa. El cuarzo policristalino (Fig. 97E) es más escaso (2,66 %, SD = 1,63 %) y se manifiesta en fragmentos subangulares y frescos.

Los feldespatos en conjunto representan entre un 10,7 % y un 28,95 % del total de los clastos (promedio = 20,48 %, SD = 6,55 %). Los más abundantes son las plagioclasas (13,98 %, SD = 5,39 %), seguidas por el feldespato potásico (5,77 %, SD = 1,95 %) y minoritariamente el microclino (alcanzando como máximo el 1,66 %).

Las plagioclasas fueron consideradas a nivel de grupo mineral, sin clasificarse individualmente los clastos dentro de la solución sólida albita-anortita. Aparecen con su característico hábito tabular mostrando leve a moderada alteración a minerales de arcilla, en granos que van de subredondeados a redondeados. Al analizador se presentan en su mayoría con macla polisintética y en ocasiones con zonación.

El feldespato potásico aparece como clastos subredondeados con alteración a arcillas y sericita, con ocasionales pátinas rojizas de óxidos de hierro. La observación con nicoles cruzados permitió distinguir ejemplares con zonación y pertitas por exsolución de plagioclasa.

El microclino es escaso, reconociéndose como granos subangulares que con luz polarizada exponen su típica macla en tartán a 90° (Figs. 96 E y F).

Los líticos volcánicos (6,96 %, SD = 4,71%) se discriminaron en dos grupos: con texturas características de rocas ácidas (6,43 %, SD = 4,09 %) y con texturas características de rocas básicas a intermedias (< 1,7 %, en promedio 0,53 %). Los primeros poseen textura felsítica que se distingue por un entramado de cuarzo, feldespato y minerales máficos (Figs. 96 C y D) Son característicos de magmas riolíticos a andesíticos, tanto efusivos como hipabisales (Best, 2013). Los clastos con textura microlítica, donde predomina una pasta con microcristales de plagioclasa (Fig. 97 A), son típicos de magmas basandesíticos clasificados como intermedios a básicos según su contenido de sílice (Best, 2013). Ambos grupos se presentan en granos subredondeados a redondeados.

Los restantes fragmentos líticos son componentes de menor orden en las arenas del área estudiada, correspondiendo a los líticos sedimentarios siliciclásticos un 7,56 % (SD = 3,22 %) del total de clastos. El 3,29 % (SD = 1,72 %) pertenece a los líticos metamórficos, el 0,2 % (SD = 0,32 %) a los líticos sedimentarios carbonáticos y los líticos plutónicos alcanzan como máximo el 2 %.

Los líticos sedimentarios siliciclásticos (Fig. 97 B detalle) están representados por granos subredondeados a redondeados de areniscas cuarzosas y feldespáticas clasto-sostenidas con bajos contenidos de matriz. Se presentan frescos o con pátinas rojas de óxidos de hierro.

Por su parte, los líticos sedimentarios carbonáticos se identificaron por su particular color de birrefringencia como granos angulares conformados por calcita no biogénica (Fig. 95 C y D). Ocasionalmente se reconoció la presencia de recubrimientos carbonáticos en la periferia de clastos, posiblemente originados por procesos pedogenéticos o fluctuaciones del nivel freático.

En el caso de los líticos metamórficos se distinguieron granos subangulares a subredondeados de metamorfitas de grado medio. Los clastos presentan textura lepidoblástica en la que se pudieron identificar dominios de orientación de minerales planares (biotita y muscovita).

Los fragmentos de líticos plutónicos corresponden a granos frescos subredondeados de granitoides con textura granosa y aplítica, ricos en cuarzo y feldespato potásico.

Entre los minerales accesorios se reconocieron granos monominerales de anfíbol (Fig. 96 A), granate, biotita (Figs. 97 C y D), muscovita, olivina y zircón, conformando en promedio 2,38% del total de las arenas. Sus clastos oscilan entre subredondeados y redondeados.

Los minerales opacos no se examinaron con microscopio calcográfico, por lo que se trataron en conjunto. Representan en promedio el 1,36 % de los componentes de las arenas y aparecen como granos oscuros subangulares, de menos de 100 µm.

El vidrio volcánico, muy abundante (25,08 %, SD = 13,71 %), aparece isótropo con analizador (Figs. 95 C y D). Se reconoce en forma de trizas (15,44 %, SD = 9,69 %), con variable grado de soldadura y deformación, o como fragmentos pumíceos (9,64 %, SD = 7,16 %). Ambos suelen encontrarse frescos o con signos de incipiente desvitrificación a minerales arcillosos (Figs. 96 A y B).

Todos los litotipos observados presentan texturas superficiales con incisiones y hoyos que reflejan los impactos por el transporte en rolido y saltación, tanto en ambiente eólico como en ambiente fluvial. Sin embargo la mayoría de los clastos se presentan con muy bajo grado de alteración química y mineralógica. En ocasiones son significativos los revestimientos de minerales arcillosos de posible origen pedogénico (Figs. 95 E y F).

Corresponde resaltar que no se identificaron microfósiles, aunque han sido reconocidos en estudios petrográficos previos de la zona por González Tomassini (2013). Tampoco se pudieron distinguir fragmentos microscópicos de restos culturales a pesar de encontrarse dentro del CELP yacimientos arqueológicos con instrumentos líticos (Heider, 2010, 2013 y 2015; Heider y Demichelis, 2015).

De los porcentajes obtenidos (Figs. 93 y 94) se desprende que las arenas estudiadas constituyen sedimentos en los que los constituyentes principales son cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos volcánicos, con una variable pero generalmente considerable participación de vidrio volcánico. El grupo de minerales accesorios (tanto translúcidos como opacos) generalmente se ubica por arriba del 2 % del contenido petrográfico. Estos valores, en conjunto con las proporciones correspondientes a los fragmentos líticos volcánicos indican arenas con baja madurez mineralógica.

Muestra	Cuarzo			Feldespatos				Vidrio		Líticos Volcánicos			Líticos Sedimentarios			Lm	Lp	LT	Acc	Op	Folk et al. (1970)		
	Qm	Qp	Qt	FK	Plg	M	Ft	Tr	Pum	Lvf	Lvm	LvT	Lss	Lsc	LsT						Q	F	L
SL15A-15	32,56	2,99	35,55	6,98	19,93	1,66	28,57	2,99	1,99	9,63	1,33	10,96	10,30	0,00	10,30	6,64	1,33	29,24	1,00	0,66	***34,88***	***30,60***	***34,52***
SL15A-24	23,28	2,62	25,90	6,23	9,84	1,64	17,70	29,51	7,54	2,30	0,00	2,30	10,49	0,98	11,48	1,97	0,00	15,74	2,30	1,31	***39,23***	***29,83***	***30,94***
SL15A-27	19,06	6,35	25,42	8,70	11,71	0,67	21,07	28,09	7,69	6,35	0,00	6,35	4,35	0,33	4,68	4,68	0,00	15,72	0,33	1,67	***30,65***	***33,87***	***35,48***
SL15A-30	32,89	3,99	36,88	2,99	9,63	1,66	14,29	19,60	10,30	1,99	0,00	1,99	11,30	0,00	11,30	2,66	0,00	15,95	1,66	1,33	***49,01***	***21,29***	***29,70***
SLA08-16	34,21	0,99	35,20	7,24	21,38	0,33	28,95	3,62	7,57	10,86	1,64	12,50	4,93	0,33	5,26	0,99	0,99	19,74	3,62	1,32	***40,78***	***34,51***	***24,71***
SLA08-29	29,33	1,33	30,67	4,00	15,00	0,00	19,00	15,67	8,67	11,00	1,33	12,33	6,33	0,00	6,33	2,33	0,00	21,00	2,33	2,67	***41,51***	***26,89***	***31,60***
SLA08-31	27,21	1,64	28,85	4,59	18,03	0,66	23,28	6,56	5,57	11,48	0,98	12,46	4,92	0,33	5,25	5,25	0,66	23,61	8,52	3,61	***35,93***	***30,74***	***33,33***
SLA10-04	30,33	3,00	33,33	5,33	8,00	0,33	13,67	21,33	11,00	5,00	0,00	5,00	12,00	0,00	12,00	2,33	0,67	20,00	0,67	0,00	***45,27***	***20,40***	***34,33***
SLA10-22	27,09	1,00	28,09	3,68	7,02	0,00	10,70	18,73	28,76	0,67	0,00	0,67	7,69	0,00	7,69	3,34	0,33	12,04	1,00	0,67	***53,29***	***21,05***	***25,66***
SLA10-45	38,54	2,66	41,20	7,97	19,27	0,33	27,57	8,31	7,31	4,98	0,00	4,98	3,32	0,00	3,32	2,66	1,99	12,96	2,33	0,33	***47,15***	***33,74***	***19,11***

Figura 93: Resultados del conteo de clastos (recalculados al 100%) y relación Q:F:L. Qm, cuarzo monocristalino; Qp, cuarzo chert y policristalino; Qt, cuarzo total; FK, feldespato potásico; Plg, plagioclasa; M, microclino; Ft, Feldespatos totales; Tr, trizas vítreas; Pum, fragmentos pumíceos; Lvf, líticos volcánicos con textura felsítica (ácidos); Lvm, líticos volcánicos con textura microlítica (intermedios a básicos); LvT, líticos volcánicos totales; Lss, líticos sedimentarios siliciclásticos; Lsc, líticos sedimentarios carbonáticos; LsT, líticos sedimentarios totales; Lm, líticos metamórficos; Lp, líticos plutónicos; LT, líticos totales; Acc, minerales accesorios y Op, minerales opacos. Relación Q:F:L basada en recalcular al 100% Q, cuarzo monocristalino; F, Feldespatos (Plagioclasa, Feldespato potásico y Microclino) y L, Fragmentos líticos.

	Cuarzo			Feldespatos				Vidrio		Volcánicos			Sedimentarios			Lm	Lp	LT	Acc	Op
	Qm	Qp	Qt	FK	Plg	M	Ft	Tr	Pum	Lvf	Lvm	LvT	Lss	Lsc	LsT					
Media	29,45	2,66	32,11	5,77	13,98	0,73	20,48	15,44	9,64	6,43	0,53	6,96	7,56	0,20	7,76	3,29	0,60	18,60	2,38	1,36
SD	5,62	1,63	5,17	1,95	5,39	0,68	6,55	9,69	7,16	4,09	0,70	4,71	3,22	0,32	3,24	1,72	0,68	5,22	2,37	1,09

Figura 94: Media y desviación estándar según litotipo para el total de los cortes delgados.

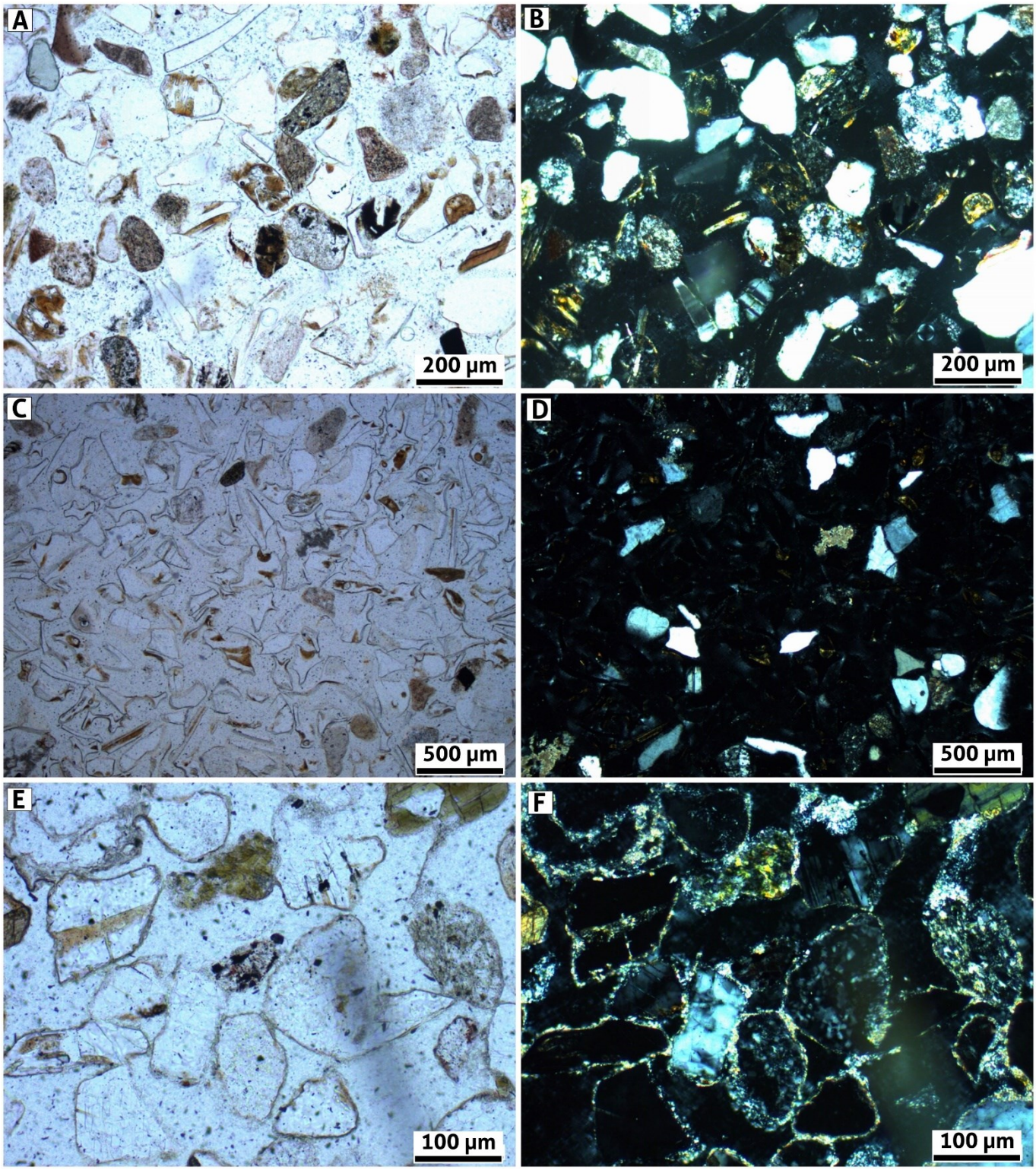


Figura 95: Fotografías de secciones delgadas de las arenas del CELP. Las imágenes A y B muestran el aspecto general de las muestras con nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Se observa la predominancia de granos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, trizas vítreas, pómez y fragmentos líticos volcánicos ácidos y básicos. En las imágenes C y D se ilustran granos de cuarzo y clastos carbonáticos (centro y esquina inferior izquierda) acompañados de abundante vidrio volcánico. Las imágenes E y F exhiben la presencia de recubrimientos de arcillas, posiblemente relacionados a iluviación pedogénica, alrededor de fragmentos líticos y vítreos.

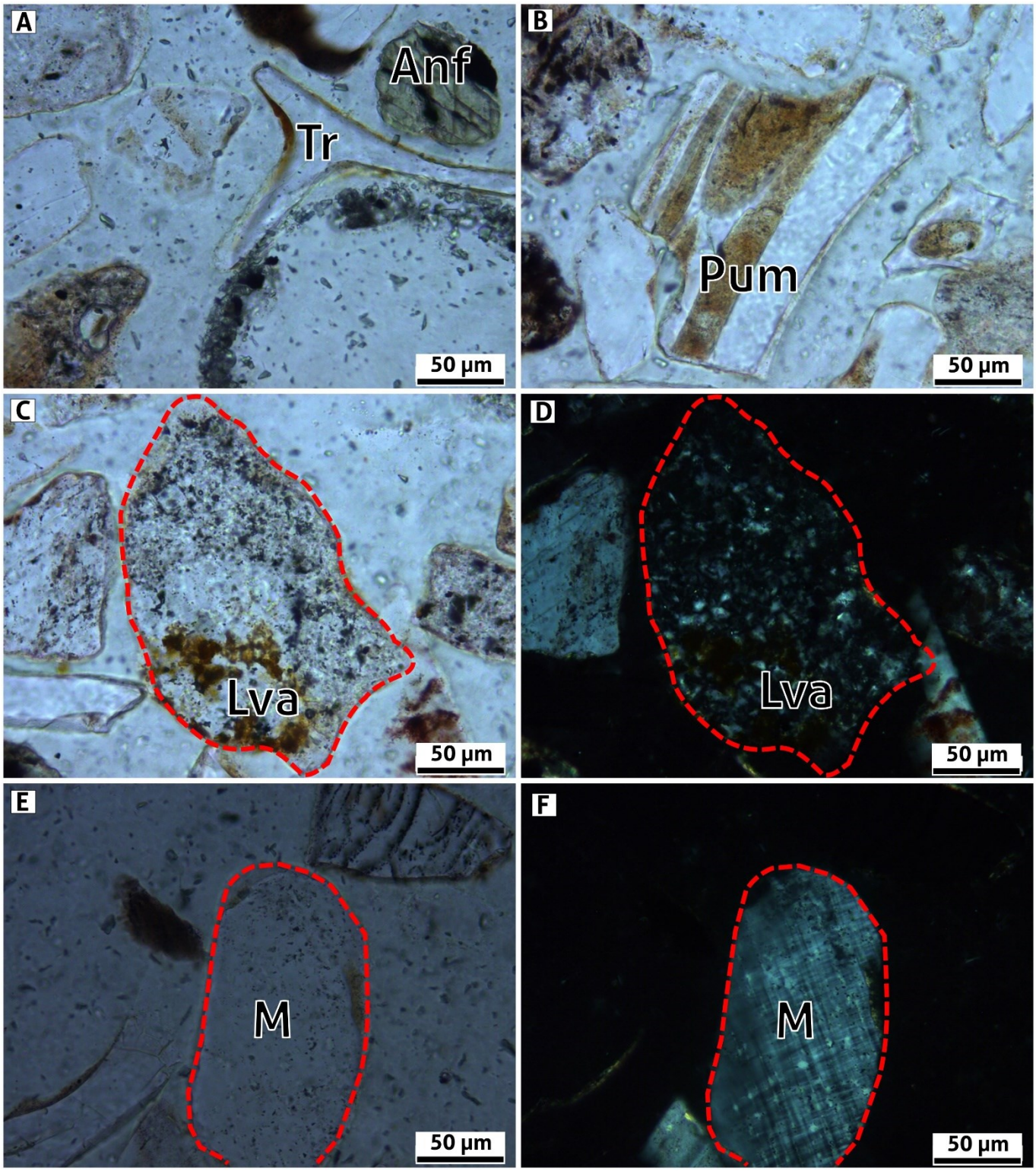


Figura 96: Fotografías de cortes delgados al microscopio. A, detalle de una triza vítrea junto a un grano de anfíbol. B, fragmento pumíceo. C y D, detalle de un lítico volcánico ácido con textura felsítica sin analizador (izquierda) y en presencia del mismo (derecha). E y F, fragmento monomineral de microclino que expone la macla en tartán.

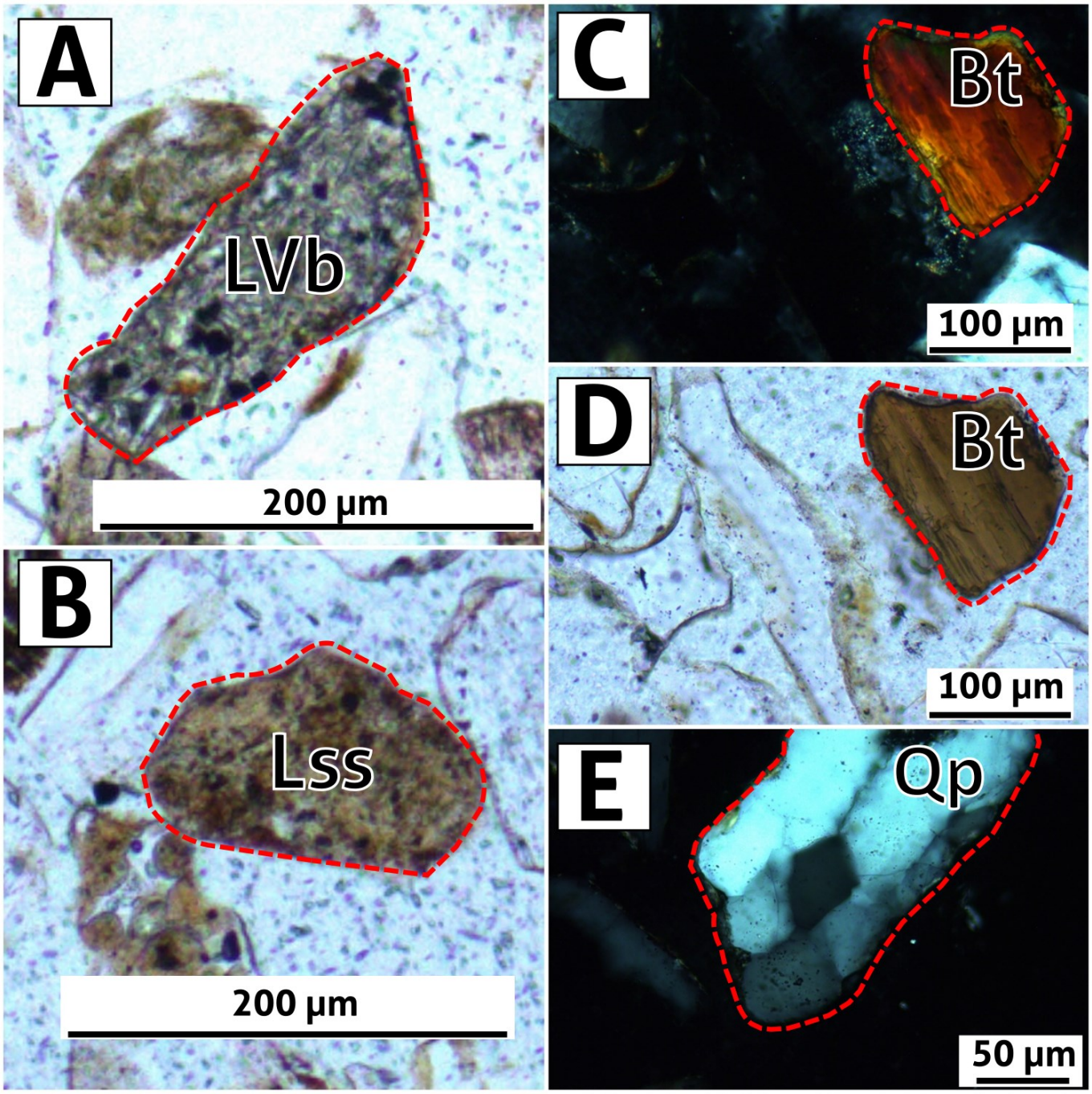


Figura 97: Fotografías de cortes delgados al microscopio. A, detalle de un lítico volcánico básico (LVb). B, detalle de un lítico sedimentario siliciclástico (Lss). C y D, fragmento de biotita visto con analizador (arriba) y con nicoles paralelos (abajo). E, detalle de un clasto de cuarzo policristalino.

Se clasificó cada muestra utilizando los criterios petrográficos de Folk et al. (1970). Se graficaron los datos en diagramas triangulares de primer, segundo y tercer orden que determinaron el tipo de arenas presentes en la zona estudiada (Figs. 98 y 99).

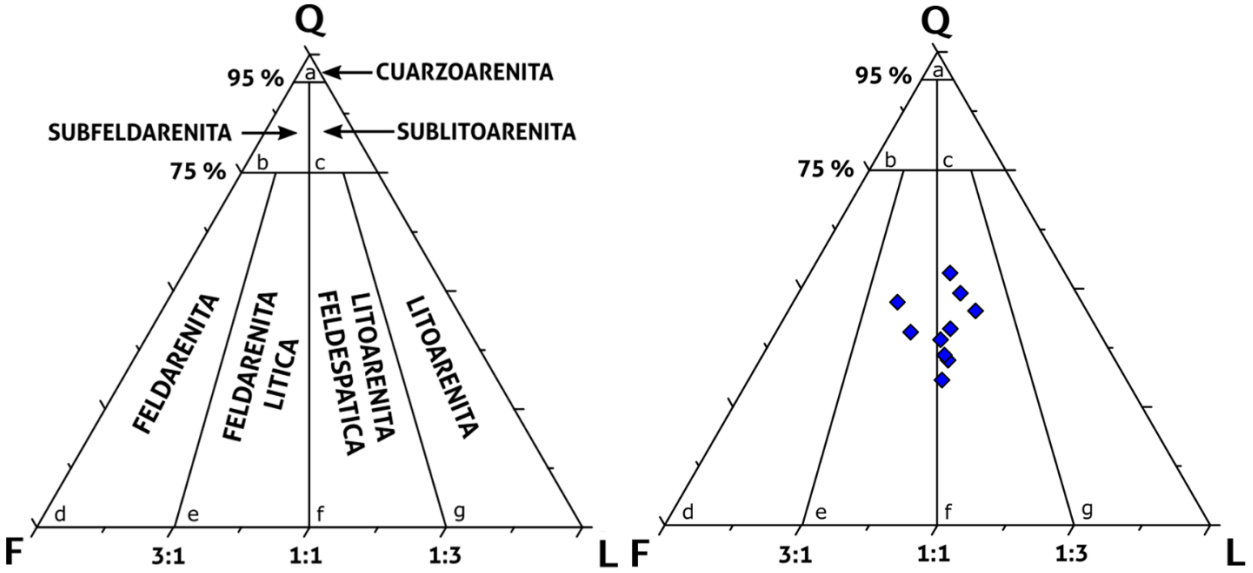


Figura 98: Izquierda: Campos de clasificación composicional triangular para arenas (según Folk et al., 1970). Q, cuarzo monocristalino; F, Feldespatos (Plagioclasa, Feldespato potásico y Microclino); L, Fragmentos líticos. Derecha: Resultados obtenidos, las muestras se ubican en los campos e y f (Feldarenitas líticas y Litoarenitas feldespáticas).

En cuanto a las relaciones Q:F:L que exhibe la mayor parte del contenido petrográfico de los sedimentos se observó que en este caso el cuarzo promedia un 41,77 % (SD = 6,99 %), con contenidos máximos y mínimos de 53,29 % y el 30,65 % respectivamente. Los feldespatos oscilan entre un 20,41 % y un 34,51 %, con una proporción media en toda la población de muestras del 28,29 % (SD = 5,57 %). En el caso de los fragmentos líticos los valores de participación en la composición de las arenas varían entre un 19,11 % y 35,48%, promediando 29,94 % (SD = 5,26 %).

Las arenas de la zona estudiada corresponden a feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas (Fig. 98) según la clasificación de Folk et al. (1970). Éstas últimas aparecen en mayor cantidad, sumando ocho de diez muestras analizadas. Únicamente las muestras SLA08-16 (sección Nicolás, unidad geomorfológica C) y SLA10-45 (sección Diego, unidad geomorfológica C) corresponden a feldarenitas líticas. Se buscaron tendencias discriminando en los diagramas según litofacies y unidades geomorfológicas, sin evidenciarse patrones claros.

En líneas generales los resultados coinciden con los acercamientos previos a la petrografía del área, que indican arenas con una participación variable pero significativa de feldespatos y fragmentos líticos (Ramonell et al., 1992; Tripaldi et al., 2010; González Tomassini, 2013 y Forman et al., 2014).

Las clasificaciones de segundo y tercer orden fueron modificadas de la propuesta original, considerando líticos metamórficos y plutónicos en conjunto y añadiendo el vidrio a los líticos volcánicos, debido a la abundancia relativa de materiales de origen ígneo extrusivo ácido en relación a los restantes fragmentos líticos. En este caso pudo observarse una tendencia de tercer orden (dentro de la clasificación de líticos volcánicos y vidrio) en la que las muestras de la litofacies Sm presentan mayores contenidos de vidrio volcánico (Fig. 99).

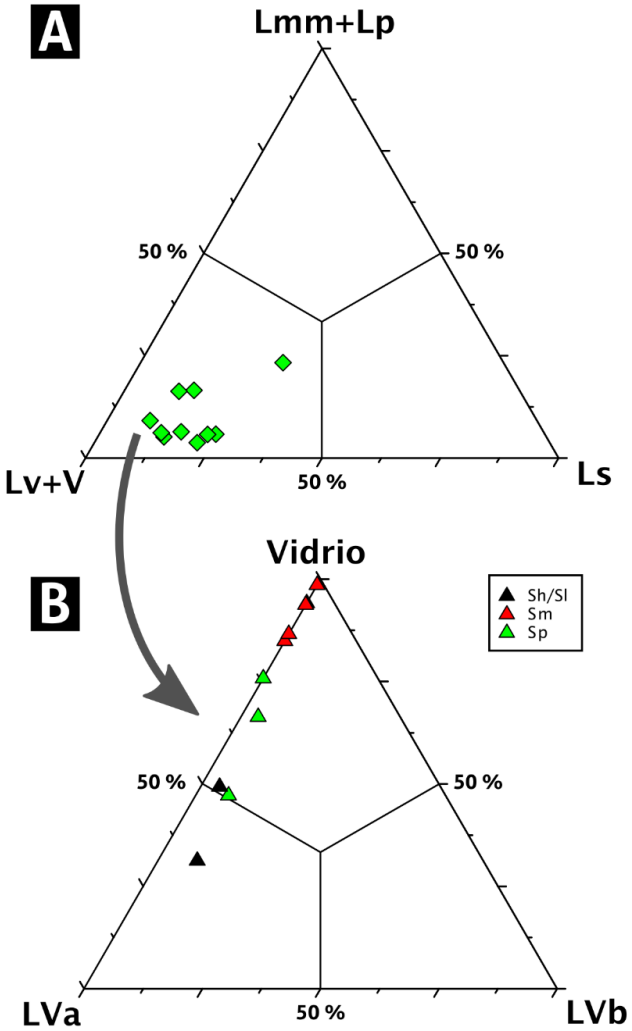


Figura 99: Clasificaciones triangulares de segundo y tercer orden (modificado de Folk et al., 1970). A: Clasificación según tipo de fragmentos líticos: líticos metamórficos y plutónicos (Lmm+Lp) líticos volcánicos y vidrio (Lv+V) y líticos sedimentarios (Ls). B: Clasificación de líticos volcánicos y vidrio según litofacies. LVa, líticos volcánicos ácidos; LVb, líticos volcánicos básicos e intermedios. Se aprecia una mayor proporción de vidrio en muestras de la litofacies Sm.

3.4. Ambientes de sedimentación

La caracterización de los ambientes de sedimentación del área ha sido abordada a partir del análisis de las secciones sedimentarias y los resultados de estudios granulométricos presentados anteriormente en este trabajo, considerando la relación de los mismos con las geoformas y el paisaje observados tanto en el campo como en imágenes satelitales.

Como ya se ha dicho, las arenas sobresalen en el área y han sido transportadas por el viento como agente predominante. Esto último queda en evidencia no sólo por los valores de los parámetros texturales estadísticos, sino también por el tipo de geoformas (activas e inactivas) con las cuales se asocian los depósitos estudiados. En el primer caso los sedimentos resultan fundamentalmente arenas homogéneas con buena a muy buena selección y distribuciones granulométricas con importante simetría y concentración en la zona central, equivalentes a depósitos originados por el agente eólico (véase por ejemplo la revisión de parámetros texturales de Ahlbrandt, 1979). En cuanto a la geomorfología, los depósitos resultan la acumulación sedimentaria asociada a grandes dunas *blowout* y mantos eólicos.

En ocasiones, con posterioridad a su depositación inicial, los sedimentos han sido removilizados en coincidencia con la reactivación de geoformas en episodios discretos que pueden diferenciarse mediante superficies erosivas o niveles de paleosuelos.

Durante el análisis se tuvo en cuenta que los procesos edáficos, actuales o pasados, que se identificaron en las sucesiones (como la meteorización, la bioturbación, la translocación de limo o la precipitación de carbonatos pedogénicos y freáticos) pueden haber causado cambios en las estructuras sedimentarias primarias y en las distribuciones de tamaño de grano de forma localizada en los niveles donde se desarrollan tanto suelos actuales como paleosuelos.

Los depósitos presentes en el Campo Eólico Los Pocitos pueden agruparse en tres grandes litofacies según su granulometría y estructuras sedimentarias, siguiendo los lineamientos del modelo propuesto por Miall (1996) para ambientes fluviales.

Entre los depósitos resultan muy frecuentes las arenas masivas, incluidas en la litofacies Sm. También se identifican arenas con laminación horizontal (Sh), y entrecruzada de muy bajo ángulo (Sl) que se han interpretado de forma conjunta por tener una génesis asociada a procesos y ambientes similares. La litofacies Sp corresponde a los depósitos de arenas con laminación entrecruzada tabular planar (Fig. 100).

Los depósitos arenosos masivos pueden tener distintos orígenes, ya sea aluviales primarios (ej. rápida sedimentación, Miall, 1996), depósitos aluviales o eólicos primarios que sufrieron abundante bioturbación o depósitos eólicos.

En el campo eólico abordado en este trabajo la litofacies Sm se interpreta como de origen eólico debido a las características texturales de las arenas que lo componen, a la ausencia de clastos de grava dispersos en la masa y de rasgos mayores de canalización fluvial y a la asociación de estos depósitos con geoformas eólicas.

En particular, se relaciona esta litofacies a una sedimentación en un contexto poco favorable para la migración de óndulas eólicas o dunas, determinado por condiciones donde la arena se encuentra parcialmente retenida ya sea por vegetación o humedad. En esta situación se desarrollan mantos arenosos irregulares, denominados mantos eólicos (*Eolian sand sheet*, Fryberger et al., 1979) donde se desarrollan sectores tapizados por óndulas eólicas así como otros donde prevalece la agradación vertical por caída de grano, mediante mecanismos de transporte asociados a saltación modificada y suspensión de corta duración (Lea, 1990; Pye y Tsoar, 2009).

Forman et al. (2014) indicaron que en esta región de la provincia de San Luis los depósitos de arenas eólicas no asociadas a migración de dunas suelen tener mayores contenidos de fracciones finas, pudiendo el limo alcanzar el 20%. Esto coincide con los valores obtenidos en este trabajo, donde los niveles de Sm presentan entre 0,45 y 32,7% de limo y menos de 2% de arcillas. Las morfologías generalmente asociadas a este tipo de sedimentación son los zibars (Reineck y Singh, 1980), sombras de arena (Hesp, 1981) y *coppice dunes* (Melton, 1940) que conforman mantos de arenas.

Código	Litofacies	Interpretación
Sm	Arenas masivas	Agradación vertical por caída de grano. Arenas retenidas por vegetación o humedad, pueden estar asociadas a formas con poca o nula migración (ej. sombras de areana, zibars, coppice dunes).
Sh/Sl	Arenas con laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo	Migración de óndulas eólicas en mantos de arena.
Sp	Arenas con laminación entrecruzada tabular planar	Migración de dunas eólicas.

Figura 100: Cuadro de litofacies definidas.

La litofacies Sm (Fig. 101) aparece ampliamente en el CELP, encontrándose en casi todas las secciones correspondientes a las unidades geomorfológicas A, B y D. Es importante resaltar que es la única litofacies identificada para la unidad B. En el área estudiada no se reconocieron sombras de arena ni zibars, sino que estos depósitos están asociados a *coppice dunes* o sectores

de dunas estabilizadas. No se descarta que algunos niveles de Sm puedan deberse a intensa bioturbación producida por la intensa actividad de roedores en estos ambientes o a alteración pedogenética.

Figura 101: Aspecto de la litofacies Sm en el campo. Fotografía perteneciente a la unidad 4 de la sección sedimentaria Emma, correspondiente a la unidad geomorfológica A.

Las características texturales y las estructuras sedimentarias de las litofacies Sh y Sl (Figs. 80 y 102) permiten interpretarlas como formadas por la migración de óndulas eólicas (Hunter, 1977a,b), donde prevalece el transporte mediante saltación, y en menor medida reptaje. El ambiente característico para la depositación de estos sedimentos es el manto arenoso plano (Sh) a subhorizontal o irregular (Sl) (Fryberger et al., 1979; Lea, 1990).

Frecuentemente las arenas pertenecientes a estas litofacies presentan *pin-stripe lamination* (Fryberger y Schenk, 1988). Esta estructura se produce por la concentración y rápida cementación de los materiales arenosos muy finos y eventualmente limosos que se ubican en la parte baja de las caras de sotavento de las óndulas eólicas al migrar. En depósitos antiguos estos niveles de espesor milimétrico sobresalen por su mayor resistencia a la erosión. Por el contrario, no se destacan tanto en depósitos jóvenes debido al escaso o nulo tiempo para la actuación de procesos diagenéticos y erosivos que acentúen el contraste.

Esta característica pudo ser identificada durante el trabajo de campo por la alternancia entre láminas claras, y de mayor granulometría relativa, con láminas más oscuras, de menor tamaño de grano y menor espesor.

Los depósitos de Sh y Sl tienen una amplia distribución areal dentro de la región de estudio, hallándose en secciones sedimentarias correspondientes a las unidades geomorfológicas A y D, en asociación con bancos pertenecientes a la litofacies Sm.

La migración de los diferentes tipos de dunas genera depósitos de arenas entrecruzadas (Fig. 103), pertenecientes a la litofacies Sp (Hunter, 1977a,b), donde dominan tanto el flujo como la caída de grano (Bagnold, 1941). En este caso la presencia de depósitos propios de la migración de geoformas eólicas con caras de avalancha bien definidas, permiten interpretar que en algunos sectores del sistema eólico se dieron las condiciones necesarias para el crecimiento y migración de dunas eólicas, es decir una alta disponibilidad de arena libre para el transporte. Los depósitos de la litofacies Sp se encuentran exclusivamente en secciones sedimentarias correspondientes a la unidad geomorfológica C, en el sector oriental del área de estudio.

El análisis textural de las arenas con Sp mostró un agrupamiento diferente al observado en el caso de las restantes litofacies que exhiben una mayor aleatoriedad en un contexto de medias granulométricas más finas (Fig. 89). Se encontraron tendencias similares al discriminar las muestras por unidades geomorfológicas, observándose un agrupamiento por separado de las correspondientes a la unidad C (Fig. 89). Esto permite reafirmar la idea de correlación entre la litofacies Sp y la unidad geomorfológica C desde un punto de vista granulométrico.

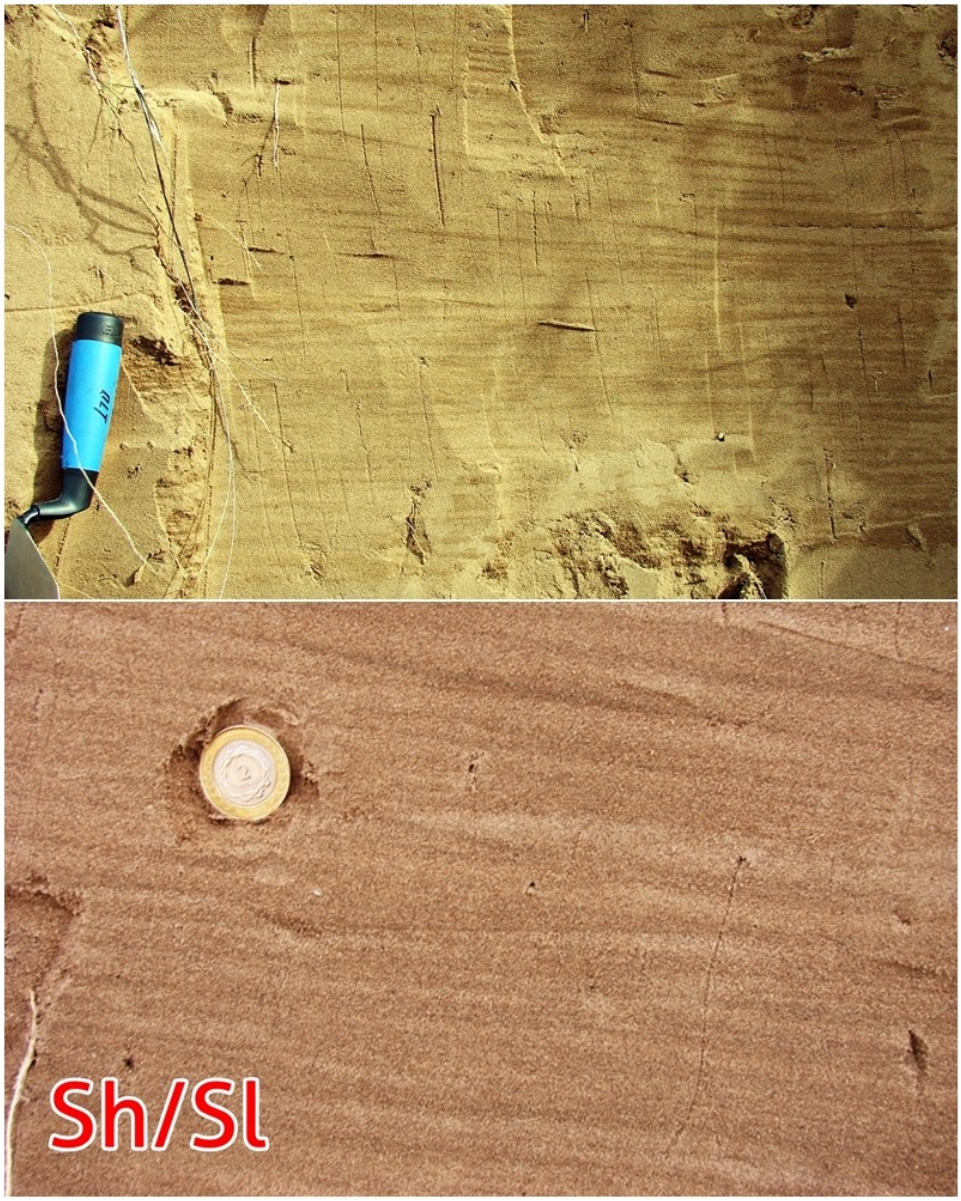


Figura 102: Aspecto de la litofacies Sh/Sl en la sección sedimentaria Emma, perteneciente a la unidad geomorfológica A. Arriba: En una vista general se puede observar la presencia de varios sets de Sh y de Sl con distintas inclinaciones de la laminación. Abajo: Detalle de bancos de Sl donde se aprecia la delgada alternancia de láminas más claras y mayor granulometría y láminas más oscuras, de menor tamaño de grano y menor espesor, típica de la *pin-stripe lamination*. También se observa a la derecha de la moneda una lente de arena con base plana y techo convexo que indica el desarrollo de óndulas eólicas.

Figura 103: Aspecto de la litofacies Sp encontradas en la unidad 3 de la sección Diego (perteneciente a la unidad geomorfológica C, ubicada en el sector oriental del CLP).

4. Discusión

4.1 Actividad eólica en praderas templadas y su relación con la degradación del ambiente

Las dunas *blowout* son geoformas poco comunes en ambientes eólicos de interiores continentales o desiertos interiores (*inland deserts*) pero es frecuente encontrarlas en fajas de dunas costeras, asociadas a dunas parabólicas y en horquilla. Ejemplos de estos tipos de sistemas de dunas costeras han sido estudiados en el noreste de Australia (Pye, 1982) y en el sector costero del noreste de Brasil (*Sertão* brasileño) (Durán et al., 2008; Tsoar et al., 2009).

El emplazamiento de este tipo de dunas en ambientes estrictamente continentales ha sido escasamente documentado en la bibliografía. Algunos de los ejemplos más notables son las contribuciones de Hugenholtz y coautores. En uno de ellos Hugenholtz y Wolfe (2006) estudiaron el sistema eólico de las Bigstick Sand Hills, en las planicies centrales de Canadá. Las dunas se desarrollan aquí en un desierto interior pero con características diferentes a los grandes desiertos que suelen alojar los campos de dunas más importantes del planeta (ej. Grand Erg Oriental y Grand Erg Occidental del desierto del Sahara, o Taklamakan Desert de centro de Asia). La particularidad que diferencia a estos sistemas ubicados en regiones semiáridas intracontinentales de los campos de dunas presentes en fajas costeras y de aquellos de grandes desiertos (*sand sea*) está dada porque estos sistemas eólicos se encuentran rodeados de praderas, en ambientes templados, donde las pasturas y la cobertura vegetal cubren gran parte del paisaje. Debido a ello la arena suelta y disponible para el transporte se encuentra por lo general solo en parches aislados. Es decir, son sistemas sedimentarios mayormente estabilizados desde el punto de vista de la dinámica eólica. Se configuran como un ambiente relíctico de épocas glaciales cuando se estima que se formaron debido a condiciones climáticas más extremas de aridez, vientos más fuertes y altos aportes de sedimentos (Sarnthein, 1978).

A diferencia de los grandes desiertos y fajas de dunas costeras estos sistemas sedimentarios se consideran cerrados, disponiendo de un aporte de arenas muy limitado que obliga a un retrabajo constante de los depósitos previos (Hugenholtz et al., 2009).

En definitiva, el campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes, estudiado en el presente trabajo, reúne condiciones semejantes a las descriptas para otros sistemas de praderas templadas.

Los principales controles para la actividad de dunas en los sistemas eólicos de praderas templadas están definidos por las variaciones climáticas y de los factores antrópicos y biológicos que intervienen en la disponibilidad de sedimentos o la capacidad de transporte (Hugenholtz et al., 2010).

Un modelo de reactivación de campos de dunas estabilizados y vegetados fue propuesto por Barchyn y Hugenholtz (2013). Según este modelo cada pulso de reactivación está motivado por un factor perturbador que genera el incremento en los procesos de deflación. Posteriormente aparecen parches de dunas *blowout* que aportan arena suelta al sistema y que al migrar sepultan vegetación, pudiendo luego evolucionar a otro tipo de morfologías como dunas barjanoides y transversales (Fig. 104).

Los posibles factores perturbadores que pueden disparar la reactivación de la cubierta eólica son: incendios, actividad de especies que cavan cuevas y madrigueras, cría de ganado que por pisoteo y alimentación reduce la cobertura vegetal y transformaciones de origen antrópico como cambios en el uso del suelo, y alteración de los niveles freáticos.

La vegetación cumple dos roles fundamentales que contrarrestan la movilización de la arena por el viento. Por un lado, genera una capa protectora de los sedimentos y también puede actuar como supresor de la perturbación. Este último rol supone la capacidad y velocidad de las especies vegetales de colonizar el hoyo de deflación inmediatamente luego de su formación, evitando su expansión y migración hacia una duna *blowout* (Fig. 105).

En el mismo trabajo Barchyn y Hugenholtz (2013) proponen una clasificación de campos de dunas (Fig. 106) que distingue cuatro estadíos que estiman el grado de avance de la geoforma y el potencial de reactivación eólica: 1, campos estabilizados; 2, campos con incipientes hoyos de deflación; 3, campos con presencia de dunas *blowout* y susceptibles de ser reactivados; y 4, campos de dunas reactivados.

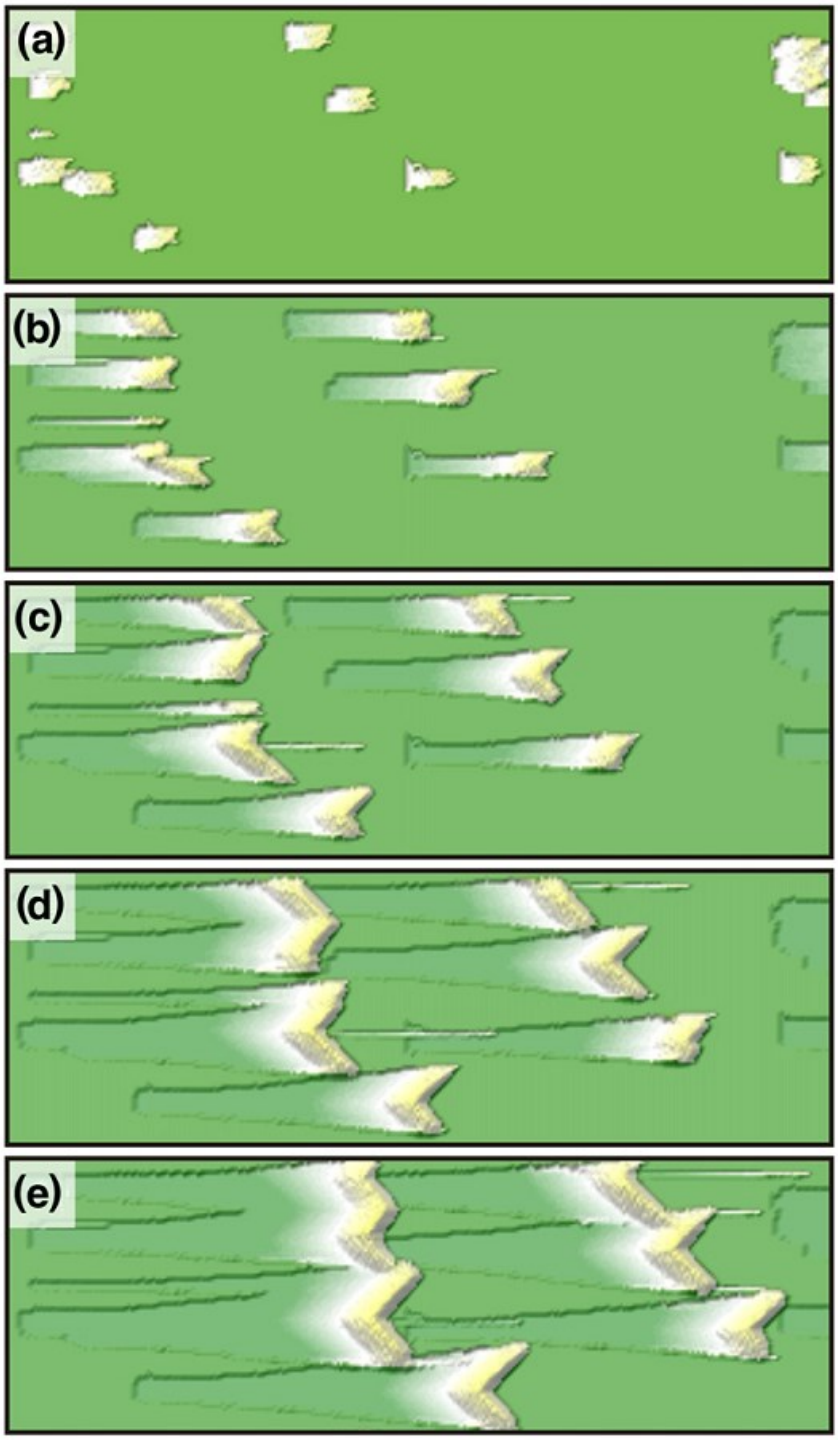


Figura 104: Modelo computacional de la reactivación de un campo de dunas estabilizado. En verde se representa la vegetación y en amarillo el sedimento suelto. Un factor perturbador permite la generación de hoyos de deflación sobre las superficies vegetadas (a). Se instalan dunas *blowout* con lóbulos depositacionales bien definidos que al migrar sepultan mayores áreas vegetadas (b). El sistema evoluciona permitiendo la instalación de dunas barjan y barjanoides (c, d y e) (Tomado de Barchyn y Hugenholtz, 2013).

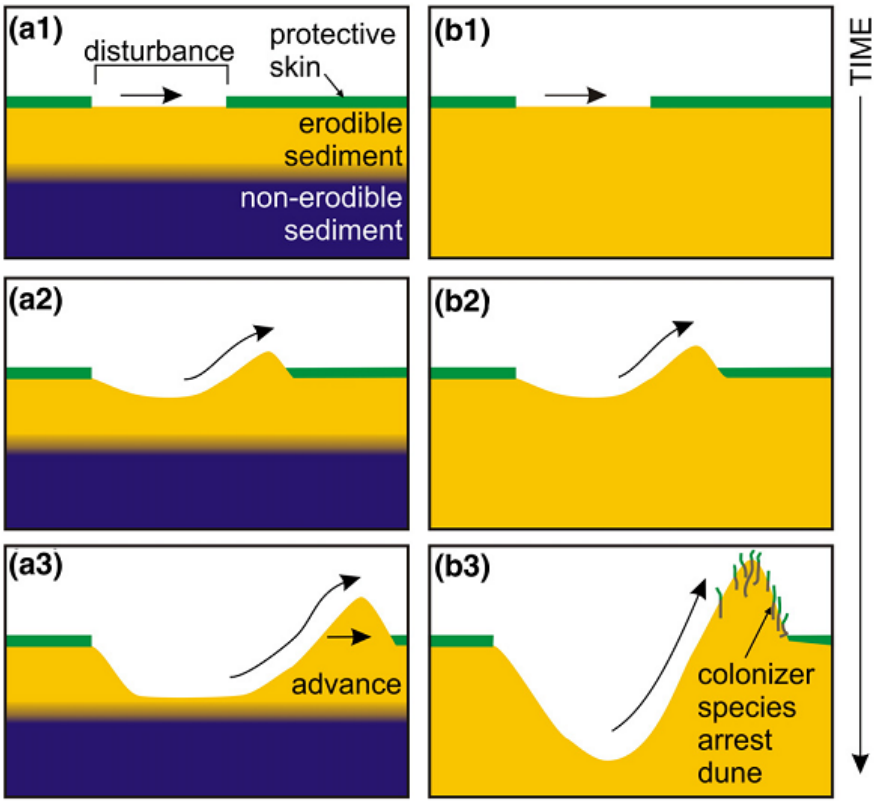


Figura 105: Rol de la vegetación en la estabilización de campos de dunas. Cubierta protectora de los sedimentos (a). Especie colonizadora que fija rápidamente los hoyos de deflación (b) (Tomado de Barchyn y Hugenholtz, 2013).

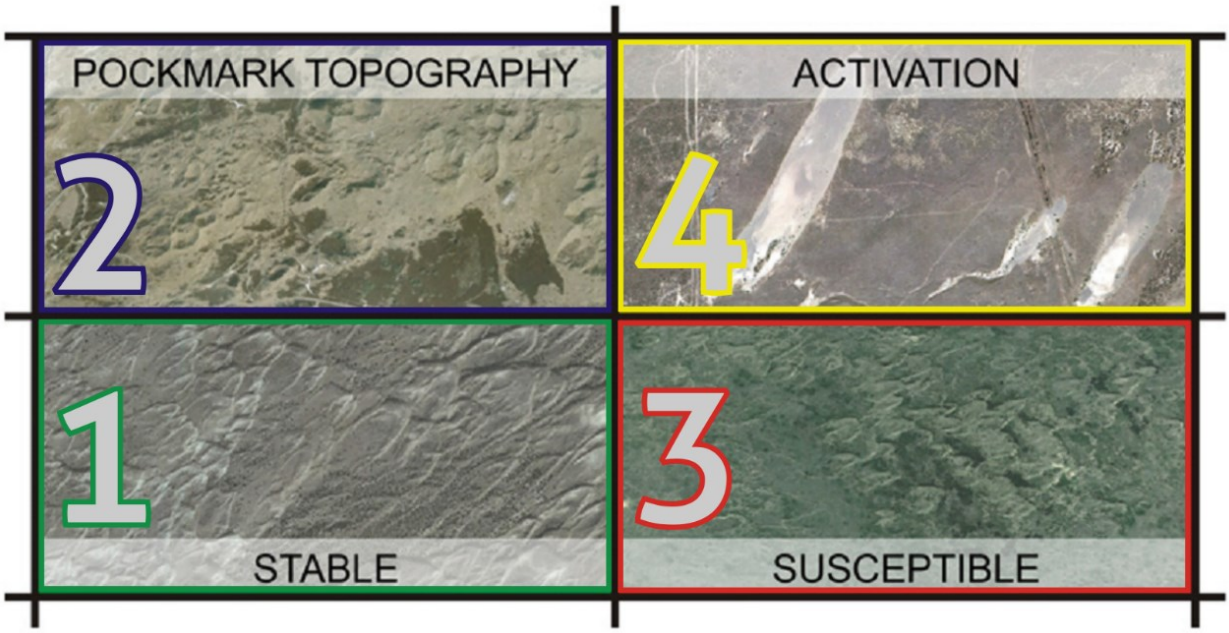


Figura 106: Estadíos de reactivación eólica en campos de dunas. Campos estabilizados (1); campos con incipientes hoyos de deflación (2); campos con presencia de dunas *blowout* y susceptibles de ser reactivados (3) y campos de dunas reactivados (4) (Modificado de Barchyn y Hugenholtz, 2013).

Resulta interesante poder clasificar al CELP utilizando esta propuesta. El factor disparador de la reactivación actual es complejo y tendría relación con los cambios de uso del suelo ocurridos desde fines del siglo XIX, así como con el evento de sequía de la década de 1930.

Como primera aproximación, utilizando los datos disponibles de imágenes satelitales de Google Earth para el periodo 2003 – 2015, puede inferirse que por la leve modificación mostrada por el avance de las geoformas y cambios en la vegetación el sistema se encontraría en líneas generales dentro del estadío 3 (campos con presencia de dunas *blowout* y susceptibles de ser reactivados).

Una mirada con mayor detalle permite señalar que la zona occidental presenta más coincidencias con los estadíos 1 y 2 (campos estabilizados y campos con incipientes hoyos de deflación). Este sector coincide principalmente con las unidades geomorfológicas A y D definidas en el presente trabajo.

Características más propias del estadío 4 (campos de dunas reactivados) pueden encontrarse en varias localidades pertenecientes a la unidad geomorfológica C, donde la presión ejercida por cambios de origen antrópico habría sido mayor en tiempos históricos.

Definir el estado de avance de la reactivación eólica en la región se vuelve imprescindible para poder aplicar planes de manejo ambiental adecuados en el futuro. Por este motivo resultan necesarios estudios más profundos que detallen el tipo de vegetación que actúa tanto como cubierta protectora del sedimento o como especies colonizadoras de las depresiones deflacionadas. Por otro lado se hace necesario contar con un seguimiento sistematizado de las variaciones multitemporales en los datos de sensores remotos que permitan cuantificar con precisión las superficies de arena libre.

4.2 Evolución del Campo Eólico Los Pocitos durante el Cuaternario Superior

El campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes no se encuentra aislado del resto de los componentes del sistema eólico del centro de Argentina (Zárate y Tripaldi, 2012). En particular, morfologías similares a las descriptas en este trabajo pueden hallarse hacia el sudoeste, llegando hasta el límite con la provincia de Mendoza y hacia el este y noreste, adentrándose en la provincia de Córdoba, conformando la unidad de Campos de dunas de la Pampa occidental (*Western Pampean Dunefields*; Zárate y Tripaldi, 2012). Estos campos de dunas ocupan el sector occidental del Mar de Arena Pampeano (Iriondo y Kröhling, 1995 y 1996).

Iriondo y Kröhling (1995) infieren que este mar de arena fue depositado originalmente en los momentos de aridez que coincidieron temporalmente con las grandes glaciaciones del Pleistoceno tardío y ha sufrido distintos pulsos de reactivación durante el Pleistoceno superior, el Holoceno y tiempos históricos.

Aunque las dataciones absolutas resultan escasas, y fueron realizadas mayormente en depósitos de la faja loessoide del este y noreste, Iriondo y Kröhling (1995) señalan que el mar de arena pampeano se generó durante el Estadío Isotópico 4 (71.000 – 59.000 años AP; Martinson et al., 1987). Los pulsos de reactivación coinciden con momentos de mayor aridez en el ambiente y se reconocen cuatro eventos principales. El primer pulso se ubica en el Estadío Isotópico 2 (Último Máximo Glacial, 36.000 – 8.500 años AP). Posteriormente se reconocen tres episodios discretos durante el Holoceno: el periodo Hypsithermal (8.500 – 3.500 años AP), el pulso del Holoceno Superior (3.500 – 1.400 años AP) y la Pequeña Edad de Hielo (~ 400 – 200 años AP).

En cuanto al área relevada en el presente trabajo, Iriondo y Kröhling (1996) localizaron depósitos eólicos arenosos correspondientes a dunas del Estadío Isotópico 2 al sur de Villa Mercedes que fueron datados por ^{14}C en 17.700 años AP.

Más recientemente, Tripaldi y Forman (2007) presentaron una serie de dataciones mediante OSL en muestras de secciones sedimentarias ubicadas en el extremo noroeste del CELP. Los valores obtenidos oscilan entre 32.700 y 24.700 años AP para arenas finas con laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo. Los depósitos con estratificación entrecruzada pertenecientes a dunas actuales mostraron edades que van desde 90 a 65 años AP. Cabe señalar que el año cero para estas dataciones es variable, y aunque no hay un consenso absoluto de cuando ubicarlo, estos autores deciden fijarlo en el año 2000 de nuestra era en sus publicaciones.

Estudios posteriores permitieron reconocer al menos cuatro pulsos de sedimentación eólica en la zona de estudio. Dos de ellos se desarrollaron durante el Pleistoceno Tardío, aproximadamente entre los 50.000 y 33.000 años AP y entre los 27.000 a 17.000 años AP (Tripaldi y Forman, 2015). Para el Holoceno se reconoce un evento que va entre los 12.000 y 1.000 años AP. El registro del mismo aparece como arenas con laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo, asignadas a un ambiente de manto eólico con vegetación arbustiva de baja densidad, similar a la presente en sistemas eólicos actuales ubicados en regiones áridas hacia el oeste del CELP (Forman et al., 2014).

Según Ramonell et al. (1992) el evento del Holoceno habría representado la formación y expansión de cubetas de deflación (que en este trabajo se interpretan como dunas *blowout*).

Posteriormente, infiere un pulso extra de depositación hacia la Pequeña Edad de Hielo (~230 años AP) que habría reactivado dunas lineales formadas en el Pleistoceno (las crestas sinuosas que se han agrupado en la unidad B). En última instancia plantea la reactivación de dunas orientadas según dirección NE-SO hacia finales del siglo XIX.

Tripaldi et al. (2013) ubican el pulso más reciente en la primera mitad del siglo XX. Los depósitos del mismo están formados por arenas con estratificación entrecruzada relacionada a la migración de dunas en sentido NE-SO que presentan edades OSL que van desde los 95 a los 60 años AP.

El análisis de los sedimentos del CELP realizado en este trabajo permitió reconocer distintos ambientes de sedimentación (relacionados con las diferentes litofacies distinguidas) que se corresponden directamente con los procesos geomorfológicos que marcaron la evolución del paisaje durante el Cuaternario y actúan en el presente.

Las litofacies Sh, Sl y Sm corresponderían a situaciones de mantos eólicos, fundamentalmente dominados por agradación vertical y migración de óndulas. Este contexto de manto arenoso podría contener también los episodios de deflación que dan origen a las depresiones más antiguas identificadas en la zona de estudio, así como la generación de las crestas sinuosas a partir de mecanismos relacionados a la génesis de dunas lineales u oblicuas (patrones de vientos bimodales en un entorno de menor disponibilidad de sedimentos).

La litofacies Sp tendría relación con la migración de dunas parabólicas, *blowout* y barjanoides asociada a episodios más recientes de reactivación eólica con mayor intensidad en la acumulación.

Los niveles de paleosuelos y las superficies erosivas encontradas reflejarían los momentos de pausa o merma significativa en la sedimentación y limitan entonces varias unidades depositacionales ocurridas en distintos periodos de la evolución del sistema

Las edades aproximadas correspondientes a las secciones descriptas en este trabajo (Fig. 107) muestran una relación entre los depósitos estudiados y los pulsos de reactivación del Pleistoceno Tardío, Holoceno Superior, la Pequeña Edad de Hielo y comienzos del siglo XX.

El pulso del Pleistoceno Tardío se encuentra representado en la parte inferior de las secciones Pocitos y Wheat Bale, el Holoceno Superior en las secciones Pato y Rodent, la Pequeña Edad de Hielo en la base de la sección Nicolás, y el evento de comienzos del siglo XX en las partes medias y altas de las secciones Diego y Nicolás.

Los depósitos de los pulsos más antiguos están dominados por litofacies Sh, Sl y Sm, excepto en la sección Wheat Bale donde aparecen litofacies Sp en arenas del Pleistoceno. El

pulso más joven, correspondiente al siglo XX aparece siempre en unidades con estratificación entrecruzada.

Finalmente, en base a los datos de edades absolutas disponibles, al análisis de geoformas actuales y su relación con las características sedimentológicas observadas en los depósitos cuaternarios estudiados, y considerando que los mismos se hallan separados en unidades limitadas por paleosuelos o superficies erosivas que marcan diferentes pulsos de sedimentación eólica, se propone el siguiente modelo de evolución ambiental:

1. El área fue cubierta con depósitos arenosos durante los eventos de aridez relacionados a las glaciaciones del Pleistoceno.
2. Durante el Pleistoceno superior la reactivación de sedimentación eólica permitió el retrabajo de las arenas conformando mantos eólicos y dunas *blowout* de orientación SE-NO (Unidad Geomorfológica A, Fig. 108A).
3. La merma en la actividad eólica permitió la generación de dunas lineales de orientación SE-NO (Unidad Geomorfológica B, Fig. 108B) y la posterior estabilización de las dunas *blowout* generadas a partir de las depresiones de deflación previas.
4. Durante el Holoceno hubo etapas de reactivación y estabilización de las geoformas eólicas que contribuyeron a depositar bancos con características de mantos arenosos y litofacies Sm, Sh y Sl, así como migración de dunas que dejaron registros de litofacies Sp.
5. Distintos pulsos de reactivación de las crestas sinuosas (Unidad Geomorfológica B), equivalentes al mencionado por Ramonell et al. (1992) para la Pequeña Edad de Hielo permitieron la preservación de estas formas antiguas hasta la actualidad.
6. En el Holoceno superior el patrón de vientos cambia hacia componentes bimodales desde el SE y NE (Fig. 108C) que permiten la instalación de dunas *blowout*, parabólicas y barjanoides de orientación NE-SO (Unidad Geomorfológica C) y la reactivación episódica de las antiguas morfologías de orientación SE-NO (Unidad Geomorfológica D).
7. El aumento de las precipitaciones durante el siglo XX y la disminución de la superficie de caldenales habrían motivado el ascenso del nivel freático y la instalación de lagunas en las zonas deprimidas.
8. La sequía de la década de 1930 en conjunto con cambios en el uso de suelo tales como el desmonte, ganadería y expansión de la frontera agrícola serían los factores de perturbación que produjeron el último pulso de reactivación, que se sostiene hasta la actualidad en sectores puntuales del área estudiada (Fig. 108 D).

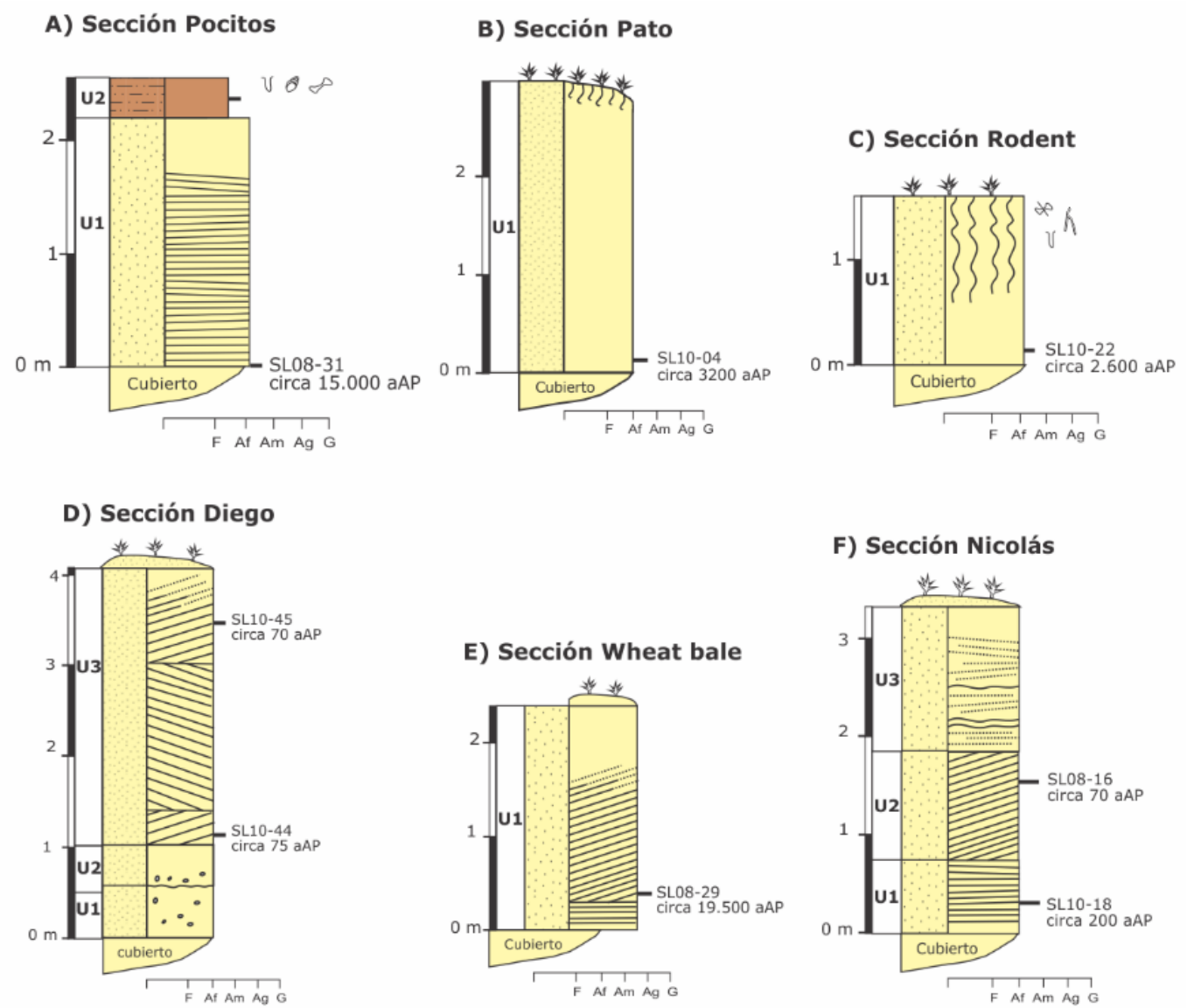


Figura 107: Secciones sedimentarias del CELP con valores de edades OSL aproximadas. A, Sección Pocitos. B, Sección Pato. C, Sección Rodent. D, Sección Diego. E, Sección Wheat Bale. F, Sección Nicolás.

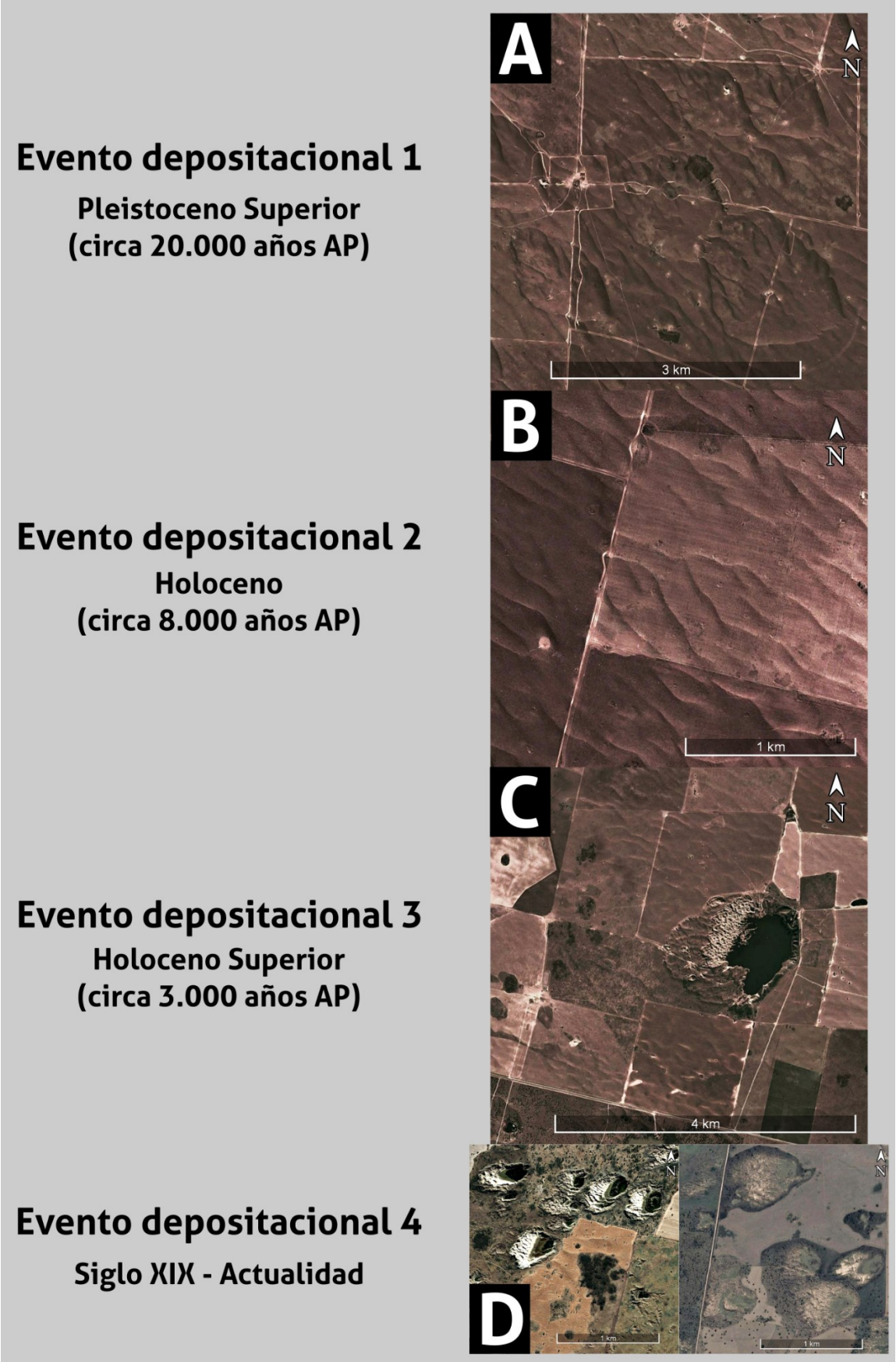


Figura 108: Modelo de evolución ambiental del campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes propuesto para el Cuaternario Superior.

5. Conclusiones

- El paisaje del campo eólico al sur de Villa Mercedes, está caracterizado por un conjunto variado y superpuesto de morfologías que evidencian un desarrollo evolutivo complejo y episódico.

- Se elaboró un mapa geomorfológico escala 1:220.000 de la región estudiada en el que se identificaron 4 unidades geomorfológicas de génesis eólica. En el mismo también se relevaron en detalle los cuerpos de agua que ocupan depresiones.

- El análisis morfométrico, sumado al mapeo geomorfológico y a las observaciones de campo permiten señalar características propias de cada unidad geomorfológica: La unidad A corresponde a dunas *blowout* de orientación SE-NO. La unidad B se conforma por crestas sinuosas de génesis multiepisódica a partir de dunas lineales. La unidad C exhibe dunas *blowout* complejas, parabólicas y barjanoides de orientación NE-SO. La unidad D presenta geoformas eólicas de orientación E-O y ENE-OSO correspondientes a patrones de vientos bimodales junto a incipientes hoyos de deflación de pequeñas dimensiones.

- La cubierta sedimentaria cuaternaria de la planicie medanosa de San Luis está formada por distintos paquetes de arenas eólicas separadas por niveles de suelos enterrados, que evidencian periodos de acumulación de depósitos eólicos y estabilizaciones temporarias del paisaje, respectivamente, durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

- Se analizaron granulométricamente las arenas de estos paquetes. Se identificó una importante homogeneidad textural en los depósitos. Estos corresponden a arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, con distribuciones mayormente simétricas que exhiben mecanismos de transporte dominados por saltación y saltación modificada.

- Se identificaron 4 litofacies sedimentarias, Sm, Sh, Sl y Sp, que se asignaron a ambientes de sedimentación eólicos correspondientes a mantos de arena en los tres primeros casos y a migración de dunas en el último.

- El análisis petrográfico de la composición de los sedimentos de este campo eólico reveló una población de litoarenitas feldespáticas y feldarenitas líticas, en donde los líticos correspondientes a rocas volcánicas acidas y los fragmentos vítreos, presentan variables pero considerables proporciones en el total de los clastos determinados. La mayoría de los clastos aparecen como fragmentos subredondeados, fundamentalmente frescos o con escasa alteración, exhibiendo bajos niveles de madurez química y mineralógica.

- Se propuso un modelo de evolución ambiental para la región a partir del Pleistoceno Tardío en el que se distinguen cuatro eventos depositacionales. El primer evento ocurrió en el Pleistoceno tardío y tiene relación con las morfologías pertenecientes a la unidad geomorfológica A. El evento 2 ocurre en el Holoceno inferior-medio y origina dunas lineales que posteriormente conforman las crestas sinuosas mapeadas en la unidad B. Los eventos 3 y 4 se relacionan a pulsos de sedimentación con componentes bimodales de vientos (NE-SO y SE-NO, con participación menor de orientaciones E-O) a partir del Holoceno superior y con sucesivas reactivaciones hasta la actualidad. La última reactivación tendría un factor de perturbación antrópico relacionado a cambios en el uso del suelo sumados a factores ambientales naturales.

6. Agradecimientos

7. Bibliografía

Agosta, E.A., Compagnucci, R.H. 2008. The 1976/77 austral summer climate transition effects on the atmospheric circulation and climate in southern South America. Journal of Climate 21: 4365–4383.

Ahlbrandt, T.S. 1979. Textural parameters of eolian deposits. En McKee, E.D. (ed.) A study of global sand seas, US Geological Survey, Professional Paper (P-1052): 21-51, Washington.

Ameghino, F. 1880. La formación pampeana o estudios de los!terrenos de transporte de la cuenca del Plata, 370p., Buenos Aires.

Anderson, D.L., Del Águila, J.A. y Bernardon, A.E. 1970. Las formaciones vegetales de la provincia de San Luis. Revista de Investigación Agropecuaria INTA, Serie 2, Biología y Producción Vegetal 7: 83–153.

Ave Lallemant, G. 1875. Apuntes sobre la geognosia de la sierra de San Luis. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 5: 103-140.

Bagnold, R.A. 1941. The physics of wind blown sand and desert dunes. Methuen, 265 p., Londres.

Barchyn, T.E. y Hugenholtz, C.H. 2013. Reactivation of supply-limited dune fields from blowouts: A conceptual framework for state characterization. Geomorphology 201: 172-182.

Barros, V., Castañeda, E. y Doyle, M. 2000. Recent precipitation trends in Southern South America to the East of the Andes: an indication of a mode of climatic variability. En Smolka, P., Volkheimer, W. (eds.) Southern Hemisphere Paleo and Neo-climates. Concepts, methods, problems, Springer: 187-206, Berlin.

Berton, J.A. y Echeverría J.C. 1999. Cambio climático global en San Luis: régimen pluviométrico. VII Jornadas Cuidemos nuestro mundo para contribuir a la implementación de un modelo ambiental para San Luis, Universidad Nacional de San Luis: 48-50, San Luis.

Best, M.G. 2013. Igneous and metamorphic petrology. John Wiley & Sons, 752p., New Jersey.

Binda, P.L. 1983. On the skewness of some eolian sands from Saudi Arabia. En Brookfield, M.E. y Ahlbrandt, T.S. (eds.) Eolian sediments and processes. Developments in Sedimentology 38: 27-40.

Blarasín, M. y Sánchez, M. 1987. Secuencia Evolutiva de Dunas Cuaternarias en el Sector de Laguna Oscura, Dpto. Río Cuarto, Prov. de Córdoba. X Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 297-300, San Miguel de Tucumán.

Bogino, S.M., y Jobbágy, E.G. 2011. Climate and groundwater effects on the establishment, growth and death of Prosopis caldenia trees in the Pampas (Argentina). Forest Ecology and Management 262(9): 1766-1774.

Brackebusch, L. 1875. Informe sobre el viaje geológico hecho en el verano de 1875 por las sierras de Córdoba y San Luis. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2: 167-216.

Brackebusch, L. 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, Escala 1:1.000.000. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

Bullard, J.E. 1997. A note on the use of the 'Fryberger method' for evaluating potential sand transport by wind. Journal of Sedimentary Research 67: 499–501.

Cabrera, A.L. 1971. Fitogeografía de la República Argentina. Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica 14(1-2): 1-42.

Cabrera, A.L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. Acme, 85 p., Buenos Aires.

Calmels, A.P., Carballo, O. y Malán, J.M. 1999. El cuaternario de la Provincia de La Pampa. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, SEGEMAR, Anales 29: 703, Buenos Aires.

Caminos, R. (ed.) 1999. Geología Argentina, SEGEMAR, Anales 29, 796p., Buenos Aires.

Cantú, M.P. 1992. El Holoceno de la Provincia de Córdoba. En Iriondo, M. (ed.) Manual del Holoceno de la República Argentina Edición Cadinqua, Vol 1:1-24, Paraná.

Chernicoff, C.J., Santos, J.O., Zappettini, E.O. y McNaughton, N. J. 2007. Esquistos del Paleozoico inferior en la cantera Green (35° 04´ S-65° 28´ O), sur de San Luis: edades U-Pb Shrimp e implicancias geodinámicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62(1): 154-158.

Chiesa, J. 2005. El Cuaternario de San Luis (Argentina). Evidencias y Evolución. 12º Congreso Latinoamericano de Geología, Sesión 7, Quito.

Collado, A.D., Chuvieco, E., y Camarasa, A. 2002. Satellite remote sensing analysis to monitor desertification processes in the crop-rangeland boundary of Argentina. Journal of Arid Environments 52(1): 121-133.

Collado, A.D. 2004. Formas de erosión eólica en el sur de San Luis. Informativo Rural, EEA, San Luis.

Compagnucci, R.H., Agosta, E.A. y Vargas, W.M. 2002. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. Climate dynamics 18(5): 421-435.

Contreras, S., Santoni, C.S. y Jobbágy, E.G. 2013. Abrupt watercourse formation in a semiarid sedimentary landscape of central Argentina: the roles of forest clearing, rainfall variability and seismic activity. Ecohydrology 6(5): 794-805.

Cooper, W.S. 1958. Coastal sand dunes of Oregon and Washington. Geological Society of America, Memoir 072, 169 p., Washington.

Cooper, W.S. 1967. Coastal dunes of California. Geological Society of America, Memoir 104, 131 p., Washington.

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Miro, R., Chiesa, J., Gardini, C., Carugno, A., Ojeda, G., Guerstein, P., Tognelli, G., Morla, P., Strasser, E. y Martos, D. 2005. Hoja Geológica 3366-IV, Villa Mercedes, Provincias de Córdoba y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 348. Buenos Aires.

D´Orbigny, A. 1842 Voyage dans l´Amerique méridionale (le Bresil, la République argentine, le Patagonia, le Repúblique de Chile, le Repúbliique de Bolivie, le Repúblique de Perou), 3 tomos, Paris.

Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Voyage of HMS Beagle, Smith, Elder and Co., 279 p., Londres.

Demaría, M.R, Aguado Suarez, I., Steinaker, D.F. 2008. Reemplazo y fragmentación de pastizales pampeanos semiáridos en San Luis, Argentina. Ecología Austral 18(1): 55-70.

Durán, O., Silva, M.V.N., Bezerra, L.J.C., Herrmann, H.J., y Maia, L.P. 2008. Measurements and numerical simulations of the degree of activity and vegetation cover on parabolic dunes in north-eastern Brazil. Geomorphology 102(3): 460-471.

Echeverría, J.C., Jobbágy, E.G. y Collado, A.D. 2006. Aptitud Forestal de la Provincia de San Luis, INTA, 110 p., San Luis.

Fidalgo, F. 1999. El Cuaternario de la provincia de Buenos Aires. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, SEGEMAR, Anales 29: 700-702, Buenos Aires.

Flores, M. 1969. El bolsón de Las Salinas de la provincia de San Luis. 4º Jornadas Geológicas Argentinas Actas 5: 311-327.

Flores, M. y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. 1º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 567-580, Córdoba.

Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research 27(1): 3-26.

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

Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics 13(4): 937-968.

Forman, S.L. y Miller, G.H. 1984. Time-dependent soil morphologies and pedogenic processes on raised beaches, Bröggerhalvöya, Spitsbergen, Svalbard Archipelago. Arctic and Alpine Research 16(4): 381-394.

Forman, S.L., Tripaldi, A., Badger, T. 2011. Paleoenviromental and OSL studies of late Quaternary aeolian sand sheets and dunes of western Pampas of Argentina, South America. XVIII Congreso de INQUA, Abstract ID 2632, Berna, Suiza.

Forman, S.L., Tripaldi, A., y Ciccioli, P.L. 2014. Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 411:122-135.

Frengüelli, J. 1931. Observaciones geográficas y geológicas en la región de Sayapé (San Luis). Escuela Normal Superior J.M. Torres, Paraná.

Frenguelli, J. 1955. Loess y Limos pampeanos. Ministerio de Educación de la Nacion, Serie Técnica y Didáctica N° 7, 88p., La Plata.

Friedman, G.M. 1979. Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology 26(1): 3-32.

Fryberger, S.G. y Schenk, C. 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. Sedimentary Geology 55(1): 1–16.

Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S. y Andrews, S.A. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low–angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. Journal of Sedimentary Petrology 49(3): 733–746.

Fryberger, S.G., y Dean, G. 1979. Dune forms and wind regime. En McKee, E.D. (ed.) A study of global sand seas, US Geological Survey, Professional Paper (P-1052): 137-169, Washington.

Gerth, E. 1914. Constitución Geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la Provincia de San Luis. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología, Anales 10: 64 p. Buenos Aires.

González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 5: 81–110.

González Díaz, E.F. 1981. Geomorfología. En: Yrigoyen, M. (ed.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis, Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: 193-236.

González Tomassini, F. 2013. Análisis geomorfológico y sedimentológico de la vertiente sur de la cuenca hidrográfica de la Sierra del Morro, 33º 25' S, provincia de San Luis, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 188 p., Buenos Aires.

González, P.D., Sato, A.M., Basei, M.A., Llambías, E.J., Sproesser, W. y Páez, G. 2005. Early Cambrian high-grade metamorphism at Sierra de Lonco Vaca: southern extension of the Pampean orogen from Sierras de Córdoba, Argentina. Conferencia Gondwana 12, Actas: 179, Mendoza.

Groeber, P. 1938. Mineralogía y Geología. Espasa-Calpe Argentina, 492 p., Buenos Aires.

Heider, G. 2010. Investigaciones arqueológicas en el extremo noroccidental de la región pampa seca (provincias de Córdoba y San Luis). Comechingonia Virtual 4(1): 94-110.

Heider, G. 2013. Arqueología en el norte de la Pampa Seca: informe sobre campañas de prospecciones (provincias de Córdoba, San Luis y La Pampa). Revista del Museo de La Plata Sección Antropología 13(87): 95-108.

Heider, G. 2015. Los Pueblos Originarios en el Norte de Pampa Seca. Una mirada arqueológica a los cazadoresrecolectores del Sur de las provincias de Córdoba y San Luis, Argentina. Tesis de Doctorado en Historia, Facultad de Filosofía y Humanidades, Universidad Nacional de Córdoba, (inédita).

Heider, G. y Demichelis, A. 2015. Loma de los Pedernales, a local raw material source in the North of Pampa Seca, Argentina. Quaternary International 375: 3-12.

Hesp, P.A. 1981. The Formation of Shadow Dunes. Journal of Sedimentary Petrology 51(1): 101–111.

Hugenholtz, C.H. y Wolfe, S.A. 2006. Morphodynamics and climate controls of two aeolian blowouts on the northern Great Plains, Canada. Earth Surface Processes and Landforms 31(12): 1540-1557.

Hugenholtz, C.H., Bender, D. y Wolfe, S.A. 2010. Declining sand dune activity in the southern Canadian prairies: historical context, controls and ecosystem implications. Aeolian Research 2(2): 71-82.

Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A., Walker, I.J. y Moorman, B.J. 2009. Spatial and temporal patterns of aeolian sediment transport on an inland parabolic dune, Bigstick Sand Hills, Saskatchewan, Canada. Geomorphology 105(1): 158-170.

Hunter, R.E. 1977a. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology 24: 361–387.

Hunter, R.E. 1977b. Terminology of cross–stratified sedimentary layers and climbing–ripple structures: Journal of Sedimentary Petrology 47: 697–706.

Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina. Editorial del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 677 p., Buenos Aires.

Iriondo, M. 1990. Map of the South American plains - Its present state. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 6: 297-308, Balkema, Rotterdam.

Iriondo, M. y Kröhling, D.M. 1995. El sistema eólico pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" 5(1): 1-68, Santa Fe.

Iriondo, M. y Kröhling, D.M. 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). En 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-48, Buenos Aires.

Iriondo, M.H. 1999. El Cuaternario del Chaco y Litoral. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, SEGEMAR, Anales 29: 696-699, Buenos Aires.

Ivkovic, K.I., Kingham, R., Lawrence C., Chartres, C.J., Mullen, I., Johnston, R., Please, P., Pestov, I., Damiani, O.A., Ferrés, C., García, E., Gianni, R.N., Poblete, M., Rodríguez, J.A., Rodríguez, R., Sánchez, V., Siri, J., Torres, C., Wetten, C., Miró, R., Zavalia, E. (Padre) y Zavalia, E. (Hijo). 2000. Evaluación de posibilidades físicas y económicas de riego con aguas subterráneas en la Provincia de San Luis. Fase 1 del proyecto: Los recursos hidrológicos subterráneos de La Provincia de San Luis, un proyecto de cooperación técnica Argentino-Australiano Informe N° 6, Bureau of Rural Sciences, Department of Agriculture, Fisheries and Forestry, Canberra City, ACT, Australia.

Jobbágy, E.G., Nosetto, M.D., Santoni, C.S., y Baldi, G. 2008. El desafío ecohidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana. Ecología austral 18(3): 305-322.

Jobbagy, E.G., y Santoni, C. 2006. La (nueva) agricultura y la hidrología en la llanura chaco pampeana: Desafíos para las próximas décadas. XXII Reunión Argentina de Ecología: Hechos y Perspectivas.

Kittl, E. 1936. Estudios geológicos de la provincia de San Luis, especialmente sobre los volcanes terciarios. Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales 38 (27): 349-404.

Kostadinoff, J. y Gregori, D.A. 2004. La cuenca de Mercedes, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59(3): 488-494.

Kostadinoff, J., Gregori, D., Bjerg, E., Raniolo, A.L. y Álvarez, G. 2002. La prolongación austral de las Sierras de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (4): 359-364.

Kostadinoff, J., Gregori, D., Raniolo, A., López, V. y Strazzere, L. 2006. Configuración geológica-geofísica del sector sur de la provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(2): 279-285.

Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'- 32°40'), Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 47-59.

Krumbein, W.C. 1934. Size frequency distributions of sediments. Journal of sedimentary Research, 4(2): 65-77.

Latrubesse, E. y Ramonell, C. 1990. Unidades Litoestratigráficas del Cuaternario en la provincia de San Luis, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 109-112, San Juan.

Lea, P.D. 1990. Pleistocene periglacial eolian deposits in southwestern Alaska: sedimentary facies and depositional processes. Journal of Sedimentary Research 60(4): 582-591.

Leonardis, R.F.J. 1975. Libro del árbol. Especies forestales indígenas de la Argentina de aplicación industrial. T. 2, 2da. Edición. Celulosa Argentina S.A.

Machette, M.N. 1985. Calcic soils of southwestern United States. En Weide, D.L. (ed.) Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States, Geological Society of America Special Paper 203: 1-12.

Martinson, D.G, Pisias, N.G, Hays, J.D., Imbrie, J.D., Moore, T.C. y Shackleton, N.J. 1987. Age Dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. Quaternary Research 27: 1-29.

McKee, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. En McKee, E.D. (ed.) A study of global sand seas, US Geological Survey, Professional Paper (P-1052): 1-19, Washington.

McManus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. En: Tucker, M. (ed.) Techniques in sedimentology, Blackwell: 63–85, Oxford.
Melton, F.A., 1940. A tentative classification of sand dunes, its application to dune history in the southern high plains. Journal of Geology 48 (2): 113–174.

Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology, Springer, 582 p., New York.

Panigatti, J.L., Cruzate, G.A., Echeverría J.C., Collado, D. 2008. Suelos y ambientes de San Luis. En Cruzate, G.A., y Panigatti, J.L. Suelos y ambientes de provincias argentinas, INTA.

Pascual, R. y Bondesio, P. 1981. Sedimentitas cenozoicas. 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis: 117-154.

Pastore, F. 1932. Hoja 20i del Mapa Geológico de la Argentina. Región oriental media de la Sierra de Córdoba. Relevamiento geológico y explicación. Boletín de la Dirección de Minas y Geología 36: 1-67, Buenos Aires.

Pastore, F. y Ruíz Huidobro, O. 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g. Saladillo (San Luis). Boletín de la Dirección Nacional de Minería 78: 1-63, Buenos Aires.

Peña Zubiate, C. y Strasser, E. 1981. Suelos. En Yrigoyen, M. (ed.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis, Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino: 345-353, San Luis.

Peña Zubiate, C.A., Anderson, D.L., Demmi, M.A., Saenz, J.L. y D'Hiriart, A. 1998. Carta de suelos y vegetación de la provincia de San Luis (No. 631.44 C322). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, San Luis (Argentina).

Peña Zubiate, C.A., D'Hiriart, A., Aguirre, E.R., Demmi, M.A., Elizondo, J.D., Garcia, S.M. y Pascuarelli, A.P. 2000. Carta de Suelos de la República Argentina – Hoja Villa Mercedes, Provincia de San Luis. INTA–Gobierno de la Provincia de San Luis.

Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research 23(2): 117-119.

Prohaska, F. 1976. The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En Schwerdtfeger, W. (ed.) Climates of Central and South America, World Survey of Climatology (22), Elsevier: 13-112, Amsterdam.

Pye, K. 1982. Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, Cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland. Geografiska Annaler Serie A64: 213–227.

Pye, K. y Tsoar, H. 2009. Aeolian sand and sand dunes. Springer-Verlag, 458 p., Berlin

Ramonell, C. y Latrubesse, E. 1990. Relaciones Clima-Relieve-Procesos y Asociaciones Geomorfológicas en la provincia de San Luis, Argentina: presente y pasado. En Proyecto IGCP-Unesco 281 Climas Cuaternarios de América del Sur. Publicación Especial Nº 2, Universidad EAFIT: 10-17, Medellín, Colombia.

Ramonell, C.G., Iriondo, M. y Kromer, R. 1992. Centro-Este de San Luis, 5ta. Reunión de Campo del CADINQUA (Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario). Guía de Campo. 36 p., San Luis.

Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: A collisional history. Episodes 6:168-173.

Ramos, V.A. 1999a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, SEGEMAR, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.

Ramos, V.A., 1999b. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, SEGEMAR, Anales 29: 715-784, Buenos Aires.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences 15: 59-78.

Reineck, H.E. y Singh, I.B. 1980. Depositional Sedimentary Environments, Springer-Verlag, 549 p., New York.

Richardson, T., Ridgway, K. D., Gilbert, H., Martino, R., Enkelmann, E., Anderson, M. y Alvarado, P. 2013. Neogene and Quaternary tectonics of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Active intraplate deformation inboard of flat-slab subduction. Tectonics 32(3): 780-796.

Rosello, E. y Mozetic, M.E. 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. 5º Simposio sobre o Cretáceo do Brasil, Actas: 107-113. Rio Claro.

Sagripanti, G.L. y Villalba, D. 2011. Movimientos prehistóricos y recientes en la intraplaca argentina a la latitud 33º S, Falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68(4): 491-501.

Santoni, C.S., Jobbagy, E.G., y Contreras, S. 2010. Vadose zone transport in dry forests of central Argentina: role of land use. Water Resources Research 46(10).

Sarnthein, M. 1978. Sand deserts during glacial maximum and climate optimum. Nature 272: 43–45.

Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C, Broderson, W.D. 1998. Field book for describing and sampling soils, Soil Survey Staff. Traducción de Salazar Lea Plaza (ed.) Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 187 p., Buenos Aires.

Servicio Meteorológico Nacional. 1992. Estadísticas Climatológicas N° 37. 1981-1990, Buenos Aires, Argentina.

Sosic, M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 24 h, Sierra del Morro (San Luis-Córdoba). Dirección Nacional de Geología y Minería Boletín 95: 5-44, Buenos Aires.

Tello Cornejo, E. 2002. Historia de Villa Mercedes. 130 pp, Villa Mercedes, Argentina.

Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. Journal of Sedimentary Petrology 27(3): 322-332.

Tripaldi, A. y Forman, S.L. 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 251(2): 300-320.

Tripaldi, A. y Forman, S.L. 2015. Evolución paleoambiental del sistema eólico de Villa Mercedes, provincia de San Luis, región pampeana occidental, durante los últimos ~50 ka. 6º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología 2015 Resúmenes: 327-328, Ushuaia.

Tripaldi, A. y Zárate, M. A. 2014. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. Quaternary International. doi:10.1016/j.quaint.2014.06.069

Tripaldi, A., Ciccioli, P.L., Alonso, M.S. y Forman, S.L. 2010. Petrography and geochemistry of late Quaternary dune fields of western Argentina: provenance of aeolian materials in southern South America. Aeolian Research 2(1): 33-48.

Tripaldi, A., Zárate, M.A., Forman, S.L., Badger, T., Doyle, M.E. y Ciccioli, P. 2013. Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early–mid 20th century. The Holocene, 23(12): 1731-1746.

Tsoar, H., Levin, N., Porat, N., Maia, L.P., Herrmann, H.J., Tatumi, S.H., y Claudino-Sales, V. 2009. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil). Quaternary Research 71(2): 217-226.

USSCS (United States. Soil Conservation Service). 1975. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys, US Department of Agriculture Handbook Nº 436. 745 p., Lincoln, Estados Unidos.

Vilanova, I., Schittek, K., Geilenkirchen, M., Schäbitz, F. y Schulz, W. 2015. Last millennial environmental reconstruction based on a multi-proxy record from Laguna Nassau, Western Pampas, Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 277(2): 209-224.

Visher, G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Research, 39(3): 1074-1106.

Webster, R.E., Chebli, G.A. y Fischer, J.F. 2002. La Cuenca General Levalle, Argentina: un rift Cretácico Inferior en el subsuelo. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas digitales, Mar del Plata.

Yrigoyen, M. (ed.) 1981. Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino, 366p., San Luis.

Zárate, M.A. y Tripaldi, A. 2012. The aeolian system of central Argentina. Aeolian Research, 3(4): 401-417.

Zárate, M.A., 2003. Loess of southern South America. Quaternary Science Reviews 22: 1987-2006.

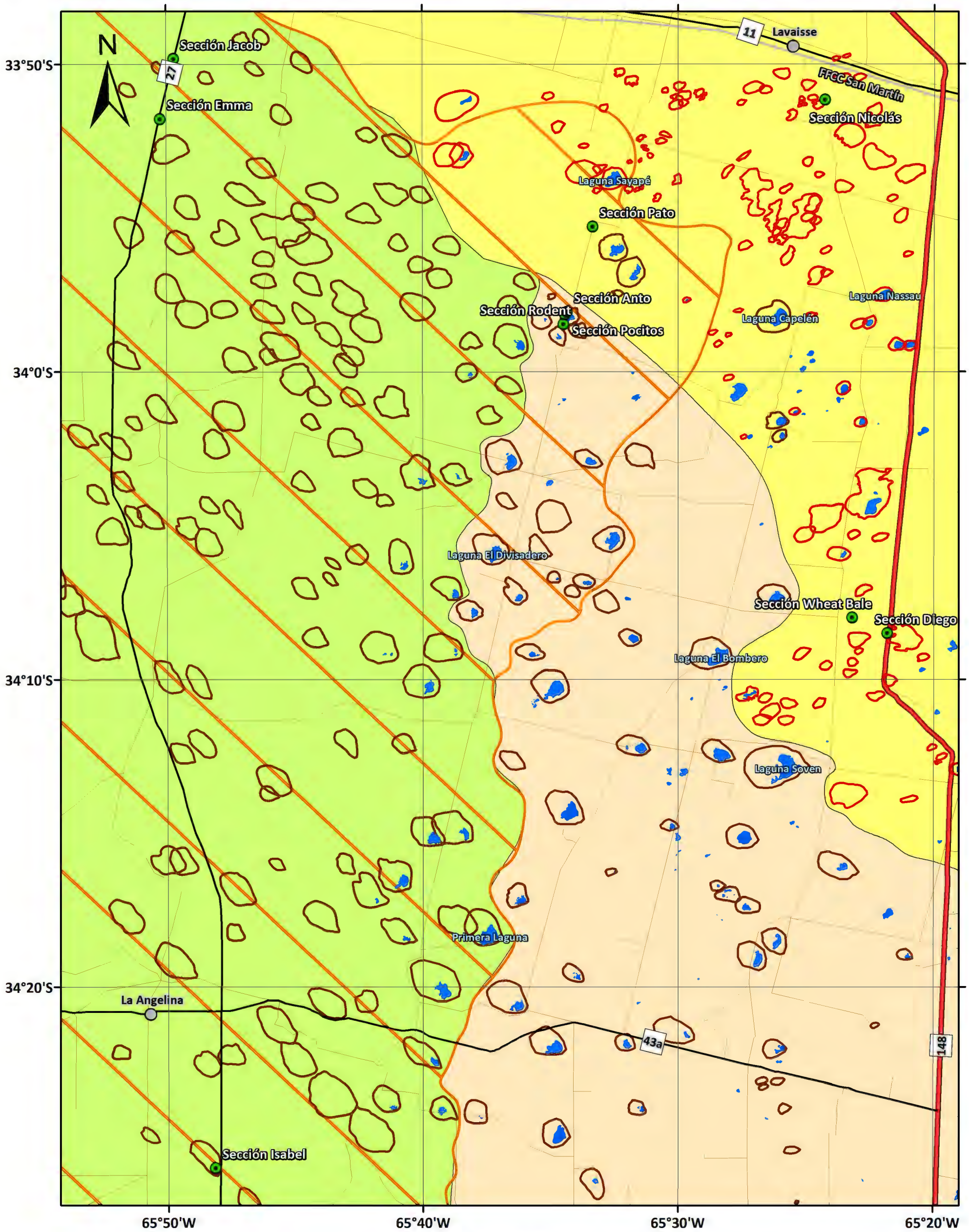
Geomorfología y Sedimentología del campo eólico ubicado al sur de Villa Mercedes, 33° 49' S, provincia de San Luis, Argentina

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Autor: Luis Alfredo Díaz Balocchi
Directora: Dra. Alfonsina Tripaldi
Año 2016

Referencias

- Ruta Nacional
- Ruta provincial
- Ferrocarril
- Senda
- Localidad
- Sección sedimentaria
- Unidad A
- Unidad B
- Unidad C
- Unidad D
- Duna *blowout* SO-NE
- Duna *blowout* NE-SO
- Laguna



Escala = 1:220.000

0 5 10
Kilómetros