



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

Geomorfología y sedimentología del campo de dunas Media Luna cuenca baja del río Diamante, límite de las provincias de Mendoza y San Luis, Argentina.

Autor: Alfredo Esteban Moler

Directora: Alfonsina Tripaldi

Buenos Aires, Argentina, 2024.

ÍNDICE

1 Introducción.....	4
1.1 Objetivos.....	5
1.2 Ubicación de la zona de estudio.....	5
1.3 Antecedentes.....	8
1.4 Metodología.....	9
Trabajo de campo.....	9
Trabajo de Laboratorio.....	11
Trabajo de Gabinete.....	13
2 Geología Regional.....	15
2.1 Marco Geodinámico.....	15
2.2 Marco Tectono-estratigráfico.....	18
3 Contexto ambiental.....	24
3.1 Contexto climático.....	24
3.2 Vegetación.....	31
3.3 Hidrología.....	36
3.4 Contexto arqueológico.....	40
4 Geomorfología.....	42
4.1 Introducción.....	42
4.2 Campo de Dunas Lineales A.....	46
4.3 Campo de Dunas Lineales B.....	53
4.4 Dunas con Influencia Fluvial.....	56
4.5 Manto Coluvial.....	59
4.6 Planicie de Inundación del río Desaguadero.....	61
4.7 Lóbulo de Inundación Terminal del río Diamante.....	62

5 Sedimentología.....	66
5.1 Análisis de muestras de mano.....	67
5.2 Análisis de Sedígrafo Laser.....	90
6 Análisis e integración.....	101
6.1 El clima como un factor de control.....	101
6.2 La tectónica como factor de control.....	105
6.3 La actividad antropogénica como factor de control.....	106
7 Conclusiones.....	108
<i>Agradecimientos.....</i>	109
Bibliografía.....	110

Resumen

En el presente trabajo se presenta un estudio en detalle de la geomorfología y sedimentología del campo de dunas Media Luna ubicado en las inmediaciones de la desembocadura de la cuenca baja del río Diamante con el río Desaguadero. Para su caracterización se llevaron a cabo tareas de campo, laboratorio y gabinete que permitieron identificar seis unidades geomorfológicas y detallar la sedimentología vinculada a estas unidades en el campo.

Estas unidades geomorfológicas se encuentran principalmente dominadas por la acción eólica y fluvial. La influencia eólica se observa especialmente en la unidades designadas como “Campo de Dunas Lineales A” y “Campo de Dunas Lineales B” caracterizadas por dunas lineales con orientación NO-SE. La unidad “Pendiente Periférica al Cerro Los Cerrillos” se caracteriza por un cubierta sedimentaria erosiva proveniente mayormente del cerro Los Cerrillos y retrabajada por la acción fluvio eólica. le sigue, la unidad “Dunas con Influencia Fluvial” se encuentra dominada por una participación similar entre la acción fluvial y eólica, que modela la acumulación de geoformas eólicas irregulares. Por otro lado, las unidades de “Planicie de Inundación del río Desaguadero” junto con el “Lóbulo de Inundación Terminal del río Diamante” se encuentran mayormente controlados por la acción fluvial.

Los sedimentos que constituyen las distintas unidades consisten en arena gruesa hasta limo fino, moderada a mal seleccionadas, con una presencia más reducida de partículas de arcilla. La variabilidad textural de las muestras tanto en lo lateral como en la vertical evidencian la fuerte interacción entre los procesos fluviales y eólicos en el área.

Por último se plantea un modelo evolutivo del paisaje desde finales del Pleistoceno hasta la actualidad identificando los factores clave que lo han configurado. El clima, la actividad tectónica y la influencia antropogénica se destacan como responsables principales de la morfología del paisaje. Se postula que estos han regulado las condiciones dinámicas a lo largo de los años impactando directamente en el modelado del pedemonte mendocino.

1 Introducción

La región del piedemonte andino distal en el este de la provincia de Mendoza y oeste de la provincia de San Luis ha sido objeto de escasa exploración y análisis desde las perspectivas geomorfológica y sedimentológica. A pesar de contar con algunas descripciones regionales, como las proporcionadas en el Atlas Geomorfológico de la provincia de Mendoza (Mikkan, 2014), el Mapa geológico de la provincia de Mendoza (Lavandaio et al., 2023), entre otros (Polanski, 1954; Gonzáles Díaz y Fauqué, 1993; Rodriguez y Barton; 1993, Sepulveda et al., 2007), la información disponible hasta el momento ha abordado la zona de manera regional, ofreciendo rasgos característicos pero sin profundizar en, un análisis detallado.

El presente trabajo tiene como foco el análisis geomorfológico y sedimentológico del campo fluvio eólico, ubicado en el límite entre las provincias de San Luis y Mendoza, de la República Argentina entre los $34^{\circ}28'$ y los $-34^{\circ}44'$ y entre los $-66^{\circ}37'$ y los $-66^{\circ}56'$. El polígono que encierra la zona de interés presenta una superficie cercana a los 824 km^2 .

La zona de estudio, se encuentra comprendida en el límite de las provincias geológicas de Cuenca de Cuyo y el límite austral de las Sierras Pampeanas (Ramos, 1999). Esta área se encuentra cubierta en su totalidad por sedimentos cuaternarios no consolidados y los depósitos son mayormente limosos y arenosos, de un origen compuesto influenciado por la acción eólica y fluvial.

El área se caracteriza por el desarrollo de una serie de campos de dunas mayormente inactivos, consecuencia del abundante desarrollo de vegetación en la superficie, que fija las dunas en su posición. Estos campos de dunas se clasificaron en distintas unidades en función de sus diferencias morfológicas, ubicación, sinuosidad y madurez. Además, la zona de estudio presenta el desarrollo del lóbulo terminal del río Diamante, ubicado previamente a la convergencia con el río Desaguadero, donde predominan procesos de interacción fluvio eólica.

Dentro del área se hallaron restos arqueológicos durante el trabajo de investigación, que contribuyeron a determinar el asentamiento así como el estilos de

vida de los cazadores recolectores que habitaban los valles comprendidos entre los ríos Diamante y Atuel (Gil et al., 2022).

1.1 Objetivos

Los objetivos de la tesis fueron:

1. Caracterizar la geomorfología del sector sur de la cuenca baja del río Diamante, centro este de la provincia de Mendoza, y centro oeste de la provincia de San Luis, Argentina.
2. Analizar las morfologías eólicas y fluviales para poder comprender la dinámica y acción conjunta de estos procesos.
3. Analizar la sedimentología de las unidades de paisajes del área de estudio.
4. Confeccionar un mapa geomorfológico escala 1:215000 del área de estudio, junto con el relevamiento de perfiles topográficos.
5. Elaborar un modelo evolutivo del paisaje que comprende el área de estudio y los factores que lo controlan.
6. Realizar aportes de un análisis exhaustivo y minucioso de las geoformas presentes en el área de estudio

1.2 Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada en la región centro-este de la provincia de Mendoza y centro-oeste de San Luis (Figura 1.1) entre las latitudes $-34^{\circ} 28'$ y $-34^{\circ} 44'$ y los meridianos $-66^{\circ} 37'$ y $-66^{\circ} 56'$ (Figura 1.2), en los límites de las provincias geológicas de la Cuenca de Cuyo y Sierras Pampeanas (Ramos, 1999). El área estudiada se desarrolla en el sector distal del piedemonte andino de la provincia de Mendoza y abarca un alto topográfico vinculado a las Sierras Pampeanas en la provincia de San Luis, siendo un paisaje dominado por procesos de interacción eólica y fluvial. La extensión total que abarca el área bajo análisis se estima en 824 km².

El área de estudio se encuentra dentro de la Estancia Media Luna, se accede a través de la ruta provincial 12, desde la provincia de San Luis, que se divide en las rutas provinciales 203 y 49. La RP 203, se extiende hacia el oeste a través de la

provincia de Mendoza, paralela a una antigua línea de vías ferroviarias que atraviesa localidades, como Media Luna y Pampa del Tigre. Mientras que la RP 49 se dirige en dirección al norte por la provincia de San Luis bordeando el río Desaguadero. Además, existe una red de caminos internos desarrollados por la Estancia Media Luna, habilitados para la circulación de personal, maquinaria y ganado dentro de la finca (Figura 1.1).

Con respecto a la ubicación geográfica, el área de estudio se sitúa a 78 km al noreste en línea recta de Gral. Alvear, en la provincia de Mendoza y a 7 km al noroeste de Navia, San Luis.

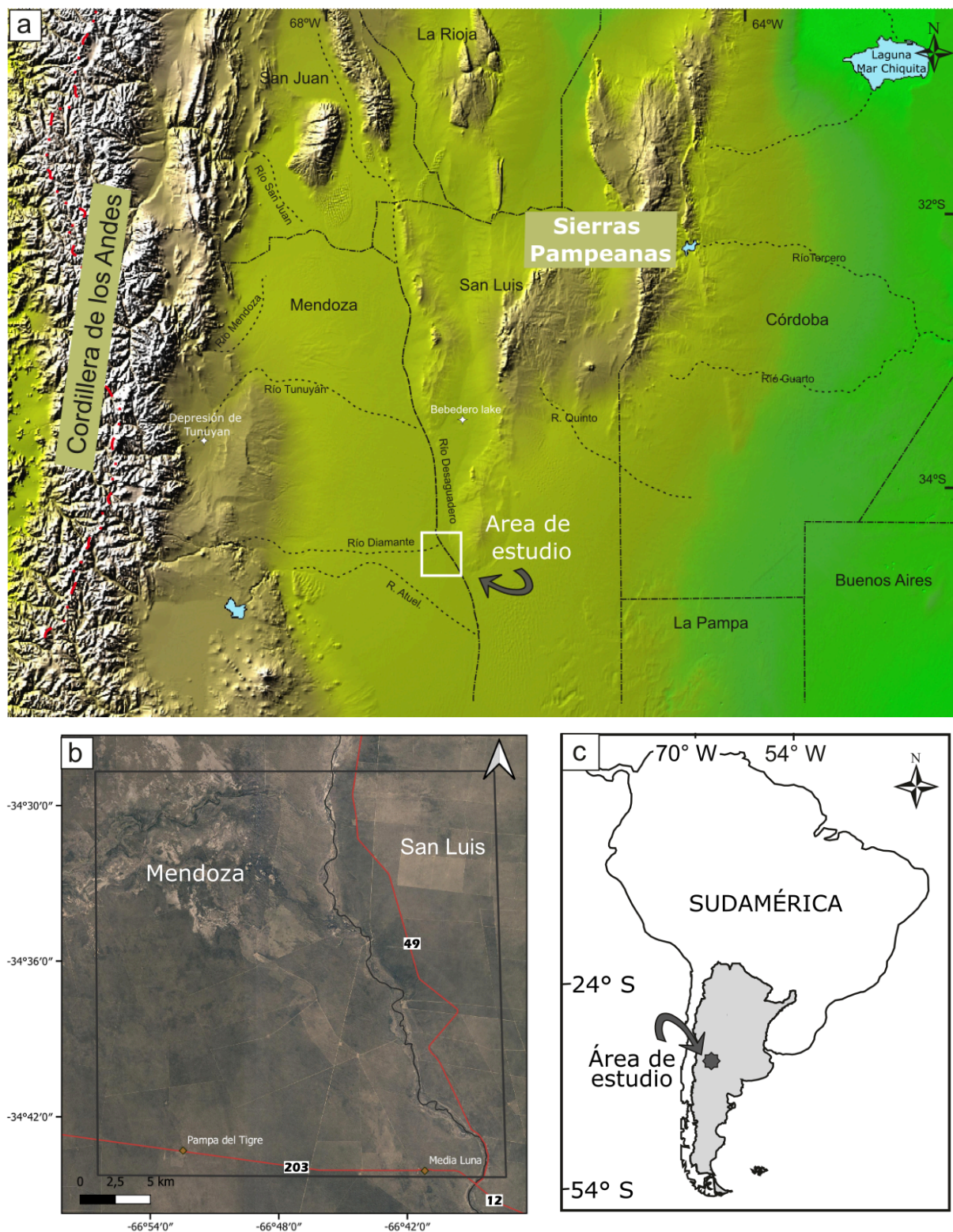


Figura 1.1: A: Mapa topográfico regional del área de estudio. B: Rutas y accesos a la zona de estudio en color rojo. C: Ubicación del área dentro de Sudamérica.

1.3 Antecedentes

Los primeros estudios llevados a cabo en el piedemonte andino distal de la provincia de Mendoza y el oeste de San Luis, se remontan al siglo XX con valiosas contribuciones de destacados investigadores. Groeber (1938) realizó descripciones detalladas del levantamiento de Los Andes y las áreas extra-andinas adyacentes, contribuyendo de manera significativa en el entendimiento de esta región.

En un nivel de profundidad más exhaustivo, Polanski (1954, 1963) estudió y describió los depósitos cuaternarios del piedemonte mendocino, a los que denominó la "Gran Depresión de La Travesía", comprendida entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas. El mismo autor subdividió esta depresión en diversas unidades eólicas, que denominó Médanos de la Travesía, Médanos de los Naranjos, Pampa de la Varita y Médanos de Picardo.

González Díaz (1972) profundizó en el estudio de estas unidades y definió la región este y sureste de Mendoza como la "planicie sanrafaelina". El mismo autor (González Díaz, 1981), identificó una depresión tectónica que denominó "Depresión Occidental" que se toma como límite provincial entre Mendoza y San Luis.

Krömer (1996) realizó contribuciones en el extremo sureste de la provincia de Mendoza al describir cambios climáticos ocurridos en el Cuaternario, basándose en el reconocimiento de geoformas y diversas unidades sedimentarias. Menciona a las unidades Médanos de los Picardo y Pampa de la Varita donde, en esta última, se encuentra el área de estudio. Destaca dunas longitudinales de diversos tamaños con una orientación N-S a NO-SE y cubetas de deflación, de formas elípticas, con una orientación de su eje mayor con dirección S-N y SE-NO.

Artículos más recientes de investigadores, como Tripaldi (2010), caracterizan con mayor detalle a la planicie sanrafaelina en las diferentes unidades eólicas, previamente estudiadas por Krömer (1996). Describe a la unidad Pampa de la Varita como un sistema eólico de dunas transversales, longitudinales y parabólicas, destacado por una cubierta eólica más discontinua, en relación con las otras unidades, con una mayor influencia fluvial. A su vez, menciona que hacia el este, limitando con el río Desaguadero, predominan las dunas longitudinales. Otros como Mikkan (2014) y Lavandaio et al., (2023) desarrollan análisis geomorfológicos regionales de la provincia de Mendoza.

Tripaldi et al., (2010); Zárate y Mehl (2008) y Lorenzo (2019) realizaron aportes en las proximidades del área de estudio, enfocándose en la influencia fluvio-eólica en varias zonas de la planicie sanrafaelina y utilizando dataciones de luminiscencia para comprender, con mayor precisión, el contexto temporal de las sucesiones del Cuaternario.

Los depósitos sedimentarios estudiados contienen significativos restos arqueológicos de cazadores recolectores que habitaron el área durante el Holoceno, y que han sido objeto de estudio de diversas investigaciones (Gil et al., 2005, 2010, 2022).

1.4 Metodología

La elaboración de este Trabajo Final de Licenciatura, involucra tres componentes metodológicos fundamentales: *trabajo de campo*, *trabajo de laboratorio* y *trabajo de gabinete* pre y post campaña, los cuales se describen a continuación en detalle.

Trabajo de campo

Se llevó a cabo una campaña de relevamiento, análisis y muestreo en el terreno, durante el período comprendido entre el 16 y el 19 de marzo de 2022. Durante los trabajos de campo, se procedió a la identificación y caracterización de las diversas unidades geomorfológicas siguiendo una transecta (Figura 1.2), previamente identificada, en imágenes satelitales. Este proceso, implicó el análisis de múltiples puntos ubicados en la zona de estudio, para luego definir las paradas necesarias y la cantidad de muestras a tomar.

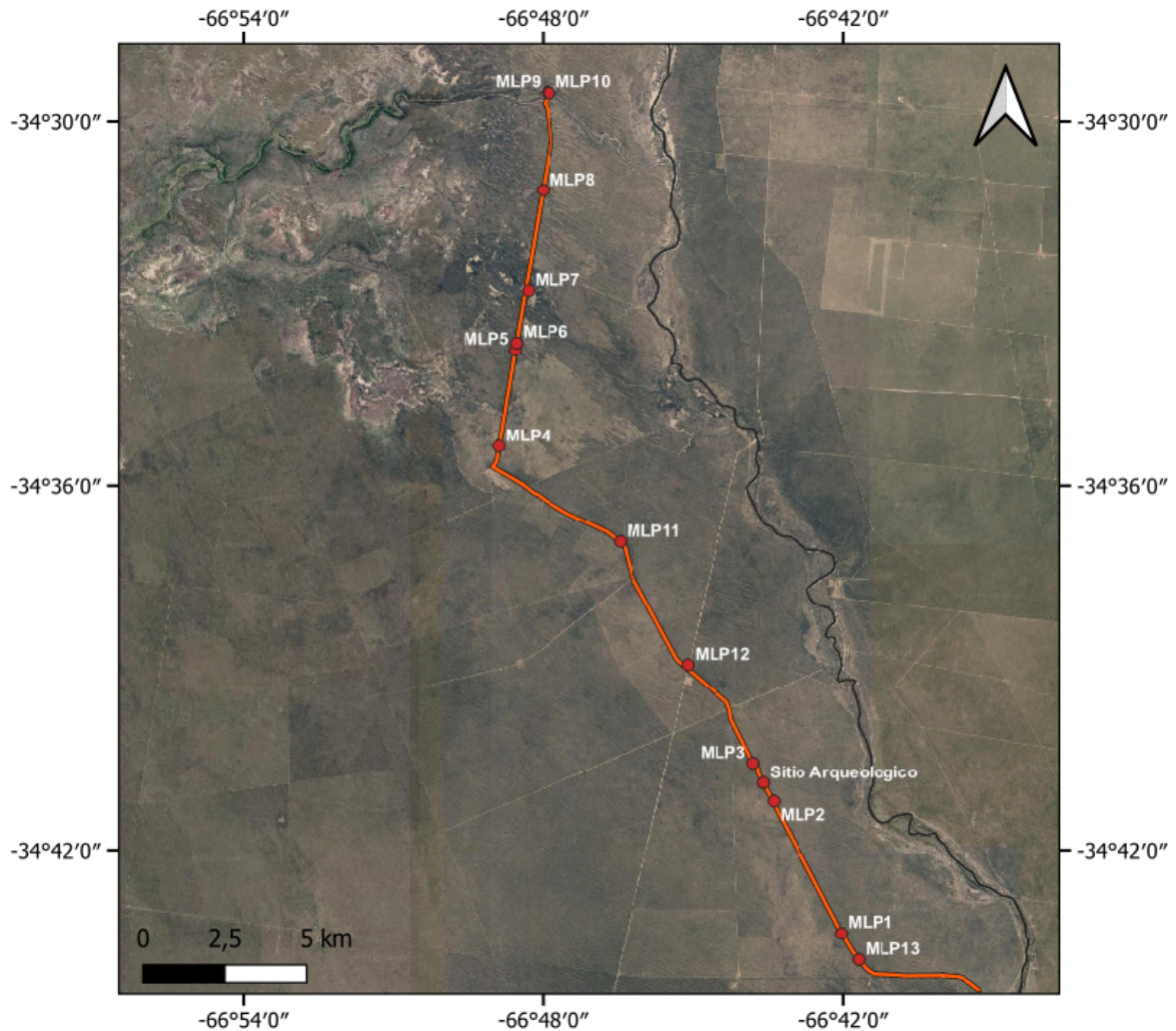


Figura 1.2. Transecta principal recorrida en la estancia Media Luna donde se ubican los 13 puntos de observación y muestreo, se incluye la ubicación de un sitio arqueológico Bajo de los Indios.

Se llevaron a cabo un total de trece paradas en el transcurso de una transecta norte-sur (Figura 1.2), durante las cuales se procedió en la observación de las geoformas, de los depósitos sedimentarios y a la obtención de diversas muestras. La ubicación de los puntos de muestreo fue seleccionada en función de los rasgos geomorfológicos, para caracterizar las distintas unidades del paisaje. El muestreo se realizó mediante un barreno helicoidal manual con la finalidad de registrar la variabilidad de los sedimentos no consolidados en profundidad, llegando a alcanzar profundidades de hasta más de 1 metro.

Se realizaron dos levantamientos de perfiles topográficos de manera transversal y oblicua a los trenes de dunas. Para ello se empleó un nivel óptico

TOPCON AT-G3 y una cinta métrica. El procedimiento consistió en colocar el nivel en la zona de la cresta de la duna y realizar mediciones a intervalos regulares de 2 metros. La variación topográfica se evaluó con la asistencia de un estadal o mira estadimétrica. En algunas ocasiones, fue necesario reubicar el nivel con el fin de extender la cobertura del perfil topográfico.

Durante los trabajos de campo, se participó en el desarrollo de actividades relacionadas con la obtención de testigos sedimentarios del lecho de lagunas, así como se colaboró de manera conjunta con arqueólogos del CONICET-IDEVEA en el proceso de tamizado y recuperación de restos arqueológicos en el sitio Bajo de los Indios. Es importante destacar que, si bien alguno de estos elementos no fueron incorporados en la presente investigación, desempeñaron un papel significativo en el enriquecimiento de la formación práctica del autor, como geólogo.

Trabajo de Laboratorio

Con el propósito de caracterizar la composición granulométrica de las unidades de paisaje y su variación en profundidad, se seleccionaron 23 muestras para su análisis granulométrico. En el laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA) se realizó el pre-tratamiento de las muestras (Figura 1.3). Para ello se sometió a las muestras a un protocolo de preparación, que tenía como objetivo desagregarlas de manera física y química. En primer lugar, estas muestras seleccionadas se cuartearon para lograr homogeneizarlas, y se procuró tomar una cantidad de sedimento que oscilaba entre 10 y 15 gramos, cantidad suficiente para luego ser evaluada en el analizador de partículas láser. En algunos casos, se empleó primero un mortero de porcelana para desagregar las partículas. La granulometría de las muestras se llevó a cabo por medio de un servicio a terceros, en el Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC) utilizando un analizador de partículas láser.



Figura 1.3. Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA) donde se llevó a cabo la manipulación y tratado de las muestras

Se destaca que no se realizó la eliminación de la materia orgánica, ya que en base a las condiciones ambientales del área y una evaluación visual de las muestras, se determinó que no era necesario llevar a cabo ese proceso, exceptuando posibles restos vegetales mínimos que fueron removidos durante el cuarteo de las muestras.

A continuación, se realizó una prueba de efervescencia en los residuos de las muestras, siguiendo las precauciones apropiadas, y se observó que la mayoría de estas reaccionaban ante la aplicación de ácido clorhídrico (HCl), lo que llevó a eliminar los carbonatos presentes en dichas muestras.

Para llevar a cabo este proceso, se preparó una solución de ácido clorhídrico (HCl) al 10%. Todas las operaciones se realizaron bajo una campana de extracción para garantizar la seguridad. En primer lugar, se colocaron las muestras en diferentes vasos de precipitados y se procedió a pesarlas. Luego, se añadió gradualmente la solución de HCl hasta cubrir completamente cada muestra. Se agitó delicadamente con una varilla de vidrio, realizando movimientos en sentido horario y antihorario durante unos segundos. Con el objetivo de acelerar la reacción, se colocaron las muestras en un baño térmico a 60°C (Figura 1.4).



Figura 1.4. Baño de agua de 16 muestras a 60°C en el laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas.

Pasadas las 2 horas y viendo que las muestras ya no reaccionaban, se quitaron del instrumento y se procedió a lavar las muestras con agua destilada, con el objetivo de neutralizar su pH. Posteriormente, se dejaron reposar durante varios días, para permitir la decantación y se extrajo el líquido sobrante utilizando una jeringa. Este proceso se repitió de 2 a 3 veces, dependiendo de las características de cada muestra. Luego, se dejaron secar durante varios días.

Una vez que todas las muestras estuvieron completamente secas, se empaquetaron de manera individual en bolsas tipo ziploc y se colocaron en una caja. Finalmente, se enviaron al CADIC en Ushuaia a través del servicio de Correo Argentino, donde se sometieron a los análisis y tratamientos correspondientes.

Trabajo de Gabinete

Para el trabajo de gabinete, se realizó una recopilación de material bibliográfico de los antecedentes regionales de la zona centro de Argentina y del área de estudio. Para esto, fueron consultadas diversas fuentes, como hojas

geológicas, publicaciones científicas, actas de congresos científicos y trabajos finales de licenciatura. Luego, se profundizó en el análisis geomorfológico y ambiental de los sistemas eólicos y fluviales para comprender los procesos que tuvieron lugar durante el período Cuaternario y cómo contribuyeron a la formación del paisaje actual.

También se llevaron a cabo estudios de mapeo geomorfológico y análisis morfométrico de las geoformas. Para esto, se emplearon imágenes satelitales Landsat 7 y 9. A partir de la combinación de bandas, estas imágenes permitieron resaltar características que no serían visibles en imágenes satelitales convencionales. Además, se utilizaron datos del modelo de elevación digital (DEM) SRTM de la NASA, los cuales, después de un procesamiento adecuado, permitieron la generación de curvas de nivel. Estos datos se obtuvieron de manera gratuita a través del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).

Estos elementos se integraron en el software de información geográfica, QGIS, con el objetivo de caracterizar las unidades geomorfológicas, las variaciones topográficas, la vegetación y el acceso al área de estudio. A su vez, empleando el software, se realizaron análisis multitemporales detallados de imágenes satelitales de diferentes fuentes como, Google Earth, Bing y ESRI. Todos estos datos se unificaron con el objetivo de generar así diversos mapas que serán analizados en detalle a lo largo del trabajo.

2 Geología Regional

2.1 Marco Geodinámico

Desde una perspectiva geodinámica, la región se ubica en la placa sudamericana, comprendida entre los océanos Pacífico al oeste y Atlántico al este. Está caracterizada por el desarrollo de la Cordillera de los Andes con una extensión de más de 8000 km al oeste, producto de la subducción de corteza oceánica por debajo de la placa Sudamericana.

La región con foco de estudio se encuentra en un contexto de intraplaca, dentro de la placa sudamericana en el sector centro-oeste de Argentina. Allí se reconoce que la litosfera posee un carácter heterogéneo, ya que es el producto de una compleja serie de acreciones de terrenos a lo largo de la historia geológica, cuyos límites se caracterizan por representar zonas de debilidad (Figura 2.1) (Ramos 1999, Folguera y Zárte 2018). Teniendo en cuenta estas discontinuidades, se puede dividir la historia geológica en una serie de ciclos: ciclo Pampeano (Neoproterozoico al Cámbrico Temprano), Famatiniano (Cámbrico Tardío al Devónico Temprano), Gondwánico (Carbonífero al Triásico Temprano), y Andino o Ándico (Cretácico Tardío al Presente) (Ramos, 1999).

El ciclo Pampeano fue propuesto por Aceñolaza y Tosselli (1976), una de las interpretaciones plantea la colisión entre el bloque de Pampia y el Cratón del río de la Plata (Ramos y Vujovich, 1993 Kraemer et al., 1995). Algunas de las evidencias en las que se basan son el emplazamiento de cuerpos máficos de tipo OIB de 520 Ma, que se interpretan como un slab-break off registrado en las Sierras Pampeanas Orientales (Tibaldi et al., 2008).

El ciclo Famatiniano se caracteriza por presentar dos fases orogénicas. La Orogenia Oclógica, que involucra la colisión del Terreno de Cuyania, al que se le atribuye un origen alóctono proveniente de Laurentia (Ramos, 1988 y Thomas y Astini, 1996), con el Bloque de Pampia en el Ordovícico Superior. El segundo evento corresponde a la Orogenia Chanica, que involucra la colisión del terreno de Chilenia con Cuyania en el Devónico Medio a Tardío.

El ciclo Gondwánico se extiende desde el inicio del periodo Carbonífero hasta el comienzo del Triásico Temprano. Se caracteriza principalmente por actividad volcánica, aunque también involucra la formación de cuencas sedimentarias.

Durante este ciclo, la actividad magmática alcanza su pico con el desarrollo de la provincia magmática Choiyoi, que abarca desde el Pérmico hasta el Triásico temprano.

Durante el Cretácico tardío, la placa sudamericana cambia de un contexto extensional a una deformación contraccional que marca el inicio del Orógeno Andino (Di Giulio et al., 2012 y Tunik et al., 2010). Este cambio drástico es producto de la aceleración de la placa como resultado de la separación con la placa africana, que en consecuencia genera el levantamiento de la cordillera hasta el día de hoy.

El área sujeta a estudio se encuentra en el límite acrecional entre los terrenos de Pampia y Cuyania. La primera mención de esta discontinuidad fue descrita por Criado Roqué e Ibañez (1979), que la caracterizan como una serie de fallas paralelas en sentido norte-sur. Este lineamiento, que denominaremos "Falla Desaguadero", atraviesa el área de estudio y actúa como control estructural del río Desaguadero, el cual le da su nombre.

Estudios realizados por Chernicoff y Zappettini (2003) y Ramos et al., (2010) buscaron mediante un levantamiento aeromagnético de alta resolución, localizar con precisión la sutura entre los terrenos de Pampia y Cuyania al sur del área de estudio (Figura 2.1). Este lineamiento, se extiende en subsuelo a través de varias provincias y estaría marcado por una importante anomalía magnética, que se corta abruptamente a la altura de la provincia de La Pampa, la que se interpreta como el margen norte del Terreno de Patagonia.

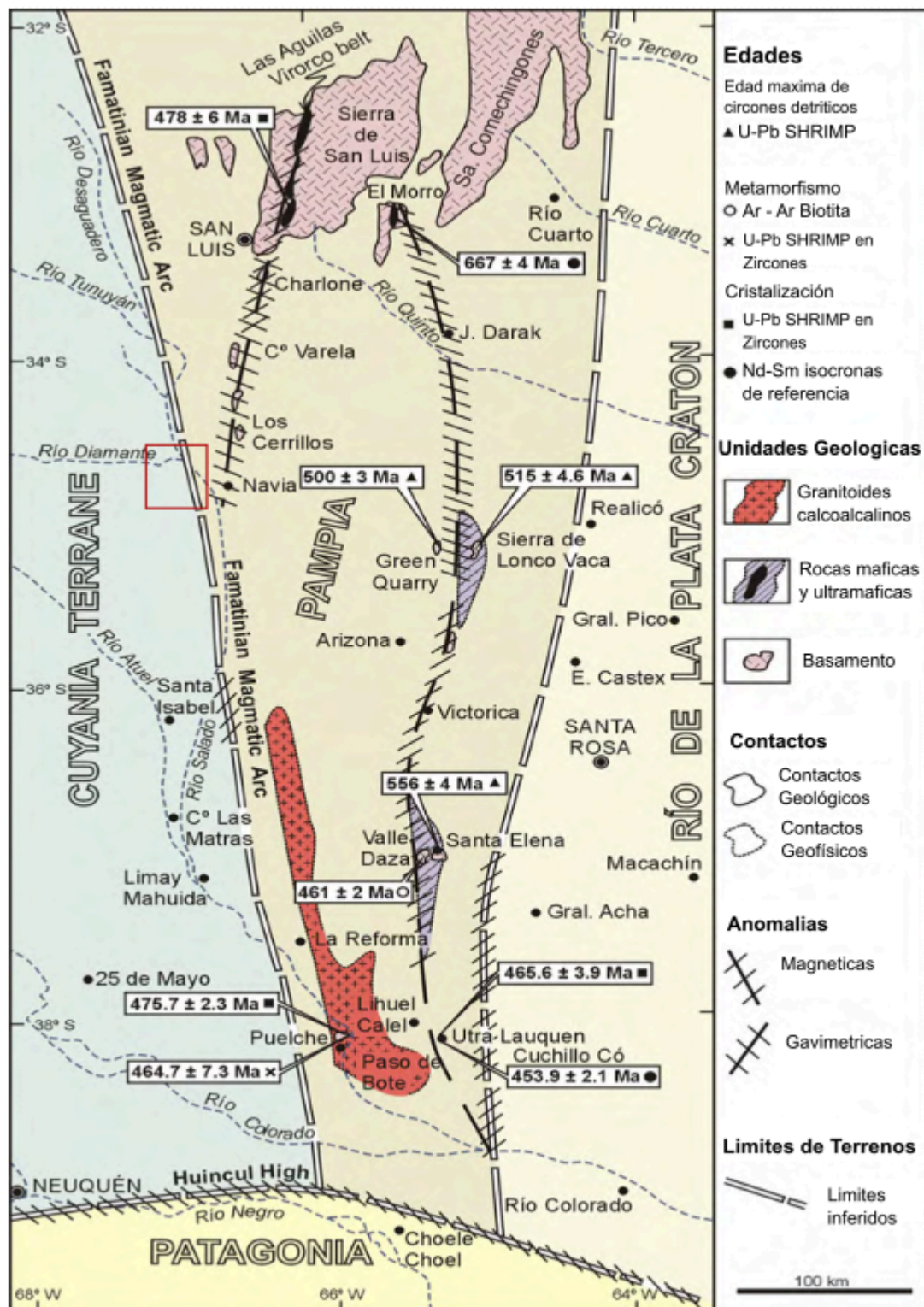


Figura 2.1. Mapa de la extensión sur de los terrenos de Cuyania, Pampia y Cratón del Río de la Plata limitando con el terreno de Patagonia. El recuadro rojo muestra el área de estudio. Modificado de Ramos et al., (2010), basado en los estudios de Chernicoff y Zappettini (2003).

2.2 Marco Tectono-estratigráfico

El área de estudio se encuentra mayormente en la Provincia Geológica de la Cuenca de Cuyo y en el noreste de la zona, se levanta una estructura perteneciente al límite más austral de las Sierras Pampeanas.

La cuenca de Cuyo se originó a partir de un sistema extensional que se estableció durante el Triásico, donde las suturas entre los bloques previamente descritos actúan como zonas de debilidad, donde se desarrollaron estas cuencas (Ramos 1992). Durante el Cenozoico es reactivada como una cuenca de antepaís (Ramos 1999b). En la actualidad, se encuentran cubiertas por sedimentos Cuaternarios del que González Díaz (1999) reconoce sedimentos de origen lacustre, eólico, volcánico y glaciario.

En el margen noroeste del área de estudio y al este del río Desaguadero se observa un rasgo estructural constituido por una serie de altos topográficos. Las zonas más elevadas de esta estructura, presentan afloramientos en las Sierras de Varela, del Pozo Peje y los Cerrillos que se vinculan con los afloramientos de las Sierras Pampeanas (Kostadinoff et al., 2002; Folguera et al., 2023) (Figura 2.2).

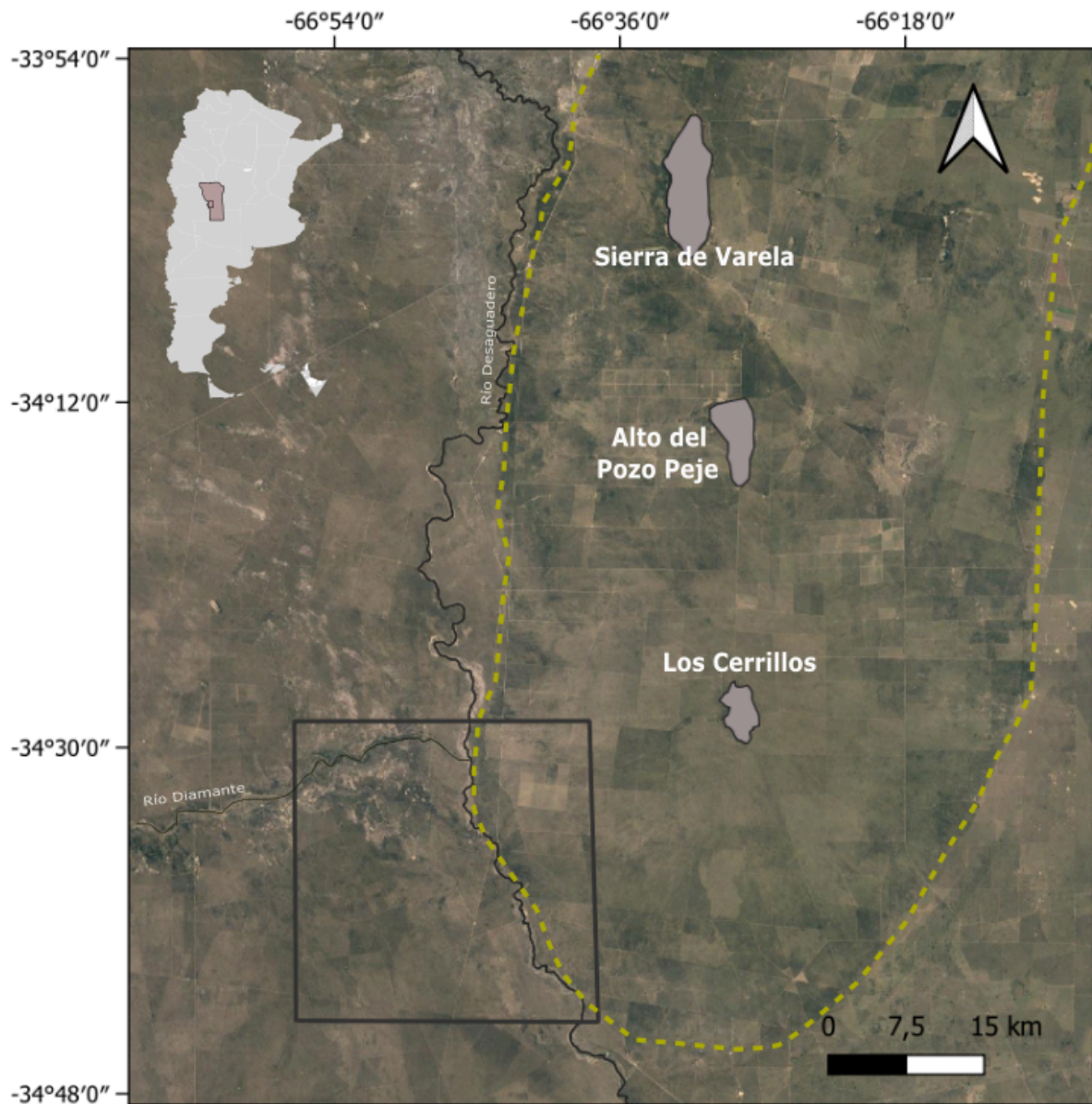


Figura 2.2. Imagen satelital tomada de Google Earth® mostrando la relación del área estudiada (rectángulo negro), el alto topográfico (línea amarilla) y afloramientos de las rocas del basamento (Polígono gris).

Los afloramientos del basamento cristalino en la Sierra de Varela, tienen una composición litológica similar al de las Sierras Grande de San Luis, que se compone de esquistos, migmatitas y granitos (Costa et al., 1998). A su vez, a partir de los análisis geofísicos de Kostadinoff et al., (2002) se obtuvo una correlación de la continuidad de los máximos gravimétricos de Bouger desde la faja máfica y ultramáfica de Virorco - Las Águilas hasta los Cerrillos (Figura 2.3). A su vez, en la correlación, se emplearon distintos métodos geofísicos que incluyeron

determinaciones gravimétricas, magnetométricas, de densidad y susceptibilidad magnética de la estructura lineal ubicada al noreste del área de estudio.

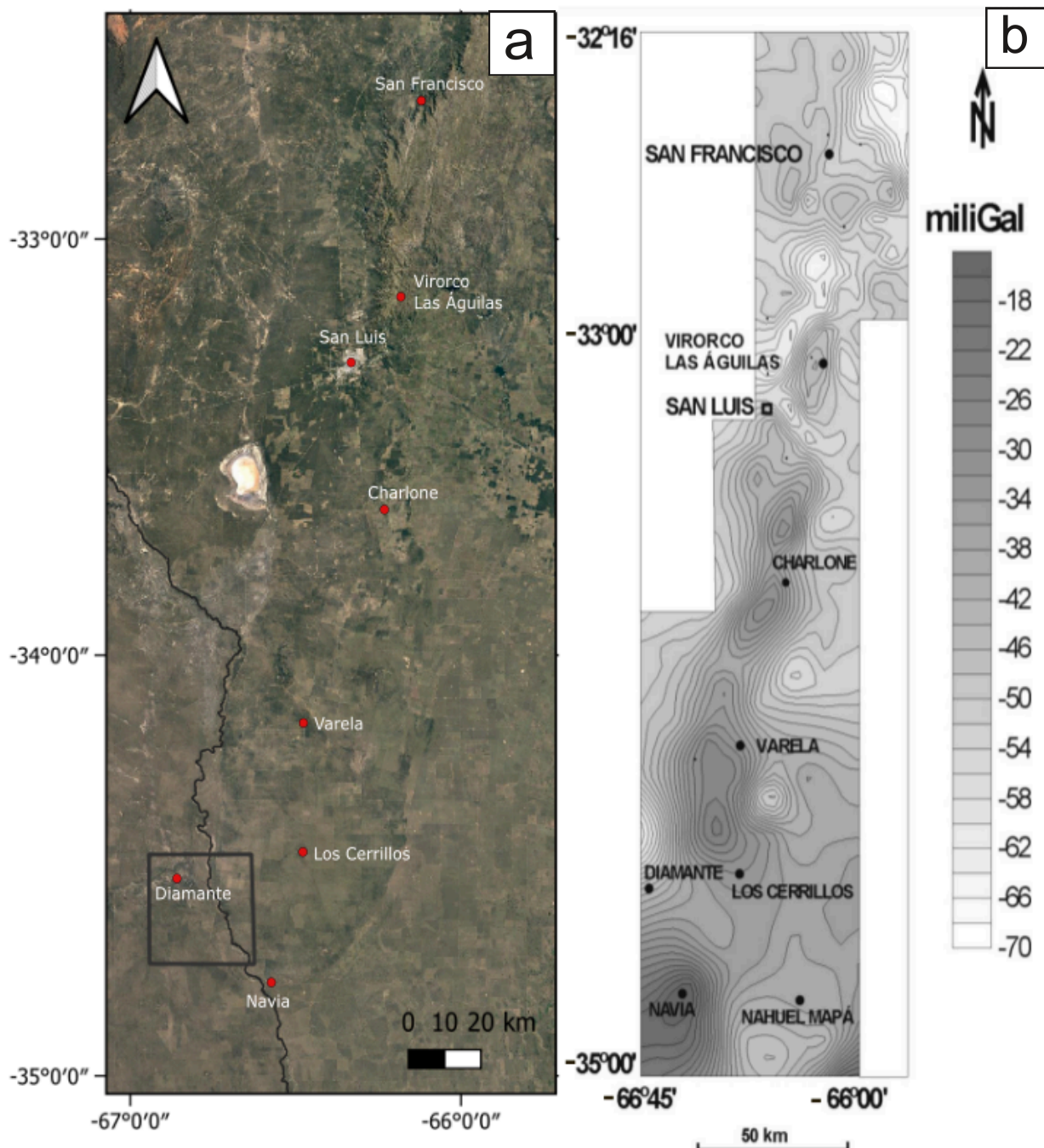


Figura 2.3. A: Imagen satelital con locaciones relevante y el area de estudio representada por el cuadrado negro. B: Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer con Isolíneas cada 2 miliGales tomado de Kostadinoff et al., (2002) y las locaciones más relevantes.

Las estructuras correspondientes al sector serrano, muestran una continuidad en subsuelo y han sido identificadas mediante métodos geofísicos realizados por Kostadinoff et al., (2002). Estos métodos incluyeron determinaciones gravimétricas, magnetométricas, de densidad y susceptibilidad magnética de la estructura lineal ubicada al noreste del área.

El origen del levantamiento más reciente de las Sierras Pampeanas se atribuye a la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández, la cual se encuentra en la placa de Nazca, aproximadamente a una latitud de 32° (Figura 2.4). La subducción de esta dorsal asísmica provoca la horizontalización de la placa, lo que a su vez genera una deformación progresiva y una migración del magmatismo hacia el antepaís. Este proceso se conoce como *Flat-Slab* pampeano y como resultado de este fenómeno, durante el período Cenozoico, se produjo el levantamiento de las Sierras Pampeanas Orientales (Ramos et al., 2002, Richardson et al., 2013).

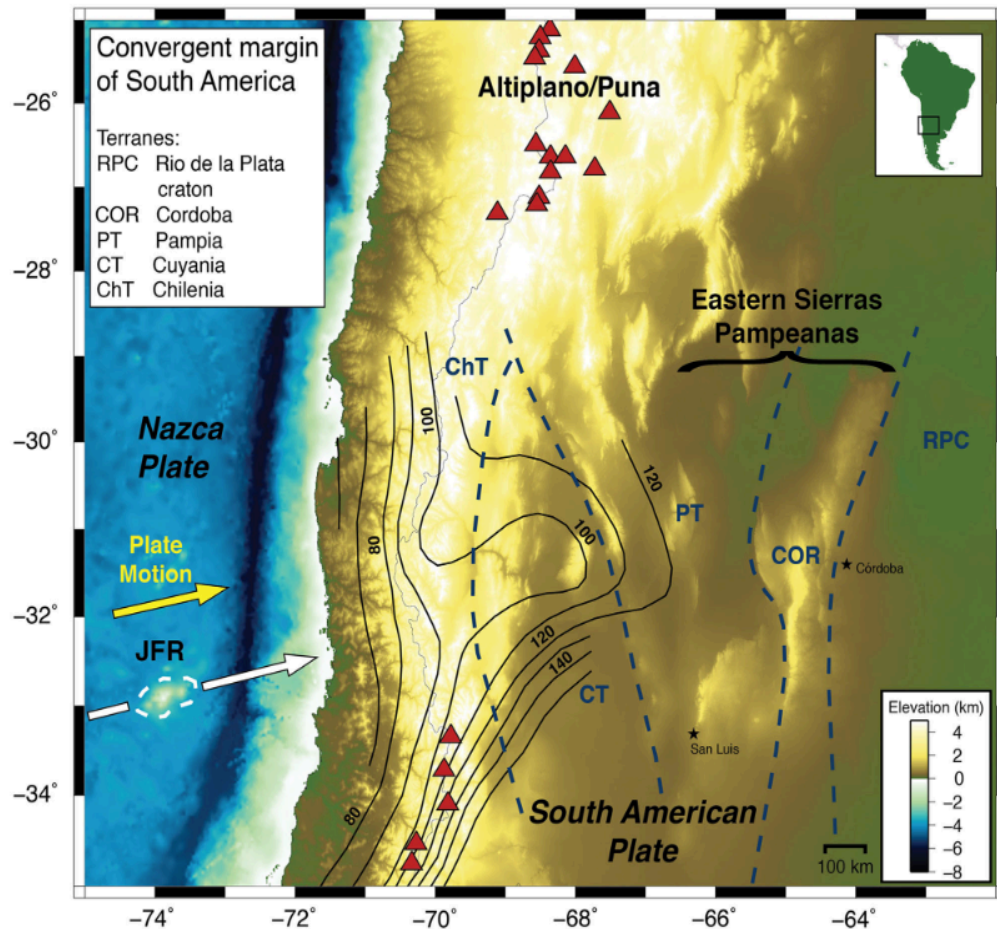


Figura 2.4. Mapa regional de relieve sombreado de Chile central y Argentina a lo largo del margen convergente occidental de América del Sur tomado de Richardson et al., 2013. La expresión superficial de la Dorsal de Juan Fernández (JFR) en la placa de Nazca se destaca en blanco, y la flecha blanca indica su proyección por debajo de la placa Sudamericana. Las líneas negras representan contornos de profundidad de la parte superior de la placa de Nazca subducida. Las líneas discontinuas azules indican las ubicaciones propuestas de los límites de los terrenos que conforman la placa sudamericana según Ramos et al., 1999. Triángulos rojos muestran la ubicación del arco volcánico activo y una flecha amarilla indica la dirección de convergencia de la placa de Nazca.

Hacia el oeste del área de estudio, se desarrolla la llanura mendocina a la que Polanski (1954) denomina la “Gran depresión de la Travesía”. Esta área caracterizada por una cubierta sedimentaria fluvio-eólica, recibe aportes de varias fuentes como son el Bloque de San Rafael, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y los Cerros Volcánicos de la Payunia, a través de los ríos Atuel, Diamante y Desaguadero (Figura 2.4).

Dentro de estas fuentes de aporte se destaca la influencia del Bloque de San Rafael ubicada en el centro-sur de la provincia de Mendoza, entre las latitudes $\sim 34^{\circ}\text{S}$ – 36°S . Comprende un sistema orográfico al oeste del área de estudio compuesto mayoritariamente por afloramientos de rocas de edad paleozoica. Además, esta área experimentó un magmatismo sobreimpuesto durante el Permo-Triásico (Rolleri y Criado Roque, 1970), seguido por un sistema de rift en el Mesozoico inferior correlacionable con el desarrollo de la cuenca Cuyana (Ramos 1992). Durante el Cenozoico, el Bloque de San Rafael sufre una deformación y levantamiento, alcanzando así su configuración actual (Ramos et al., 2014). La actividad neotectónica registrada en esta región, indica que el proceso de elevación permanece activo hasta el día de hoy (Ramos 1999, Ramos y Folguera 2011, Lupari et al., 2015) (Figura 2.4).

Los ríos Diamante y Atuel atraviesan el Bloque de San Rafael actuando como ríos antecedentes a la elevación de esta estructura geológica. Estos ríos se caracterizan por su alimentación a partir de un régimen nival en la alta cordillera, lo que los posiciona como elementos alóctonos en relación a la planicie semiárida distal circundante al área de estudio. De acuerdo con investigaciones recientes, Lorenzo, (2019) y Mehl et al., (2022) proponen que la cuenca inferior de estos ríos dan origen a un megaabanico o sistema fluvial distributivo de gran escala que se extiende hasta el río Desaguadero. El área de estudio se ubica en el sector más distal de este mega-abanico.

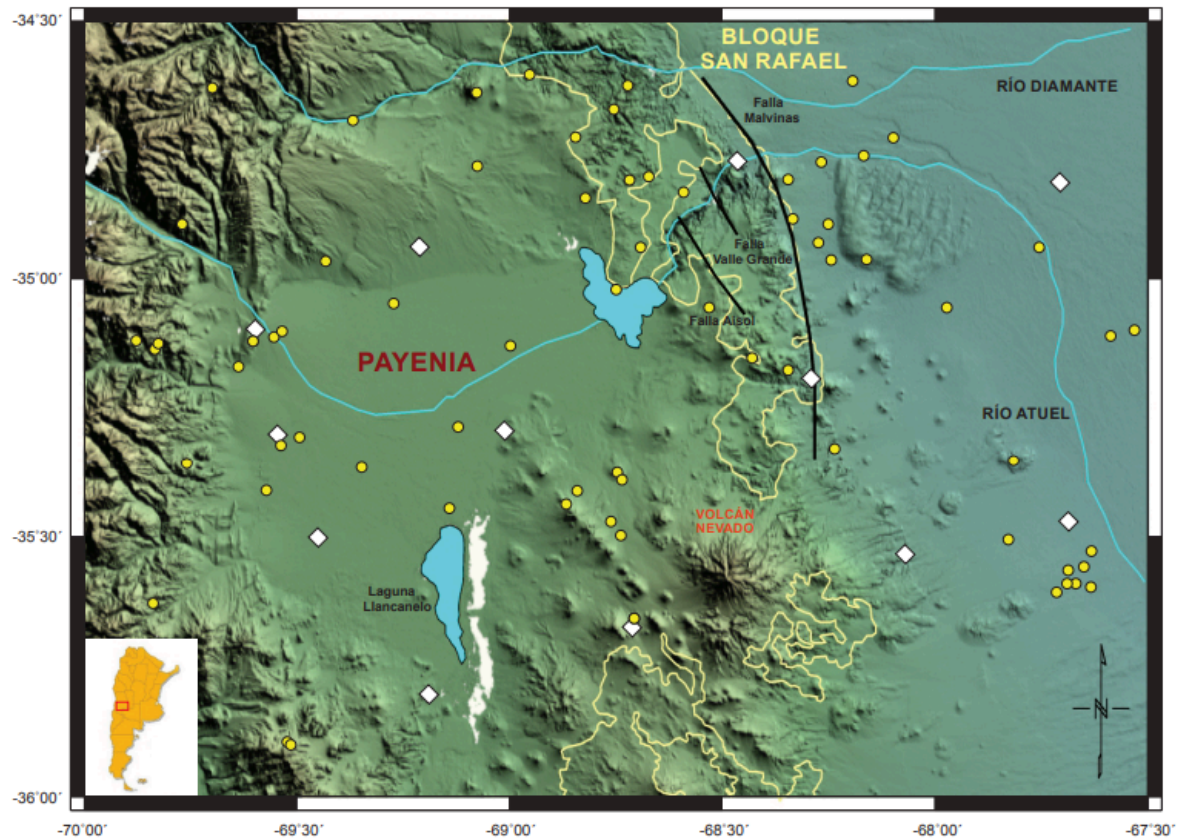


Figura 2.4. Sismicidad cortical en la region (Círculos amarillos) ubicada al oeste del area de estudio. Principales estructuras geológicas y afloramientos del bloque de San Rafael (Línea amarilla). Tomada de Lupari et al., (2015).

3 Contexto ambiental

3.1 Contexto climático

El clima de la región, se clasifica como árido a semiárido alcanzando las condiciones de mayor aridez hacia el centro de la provincia de Mendoza, y evoluciona a condiciones predominantemente semiáridas hacia el este, donde se encuentra el área de estudio (Capitanelli, 1972; Hoffmann, 1992 en Compagnucci et al., 2002). La figura 3.1 muestra las precipitaciones anuales y la temperatura media anual de la República Argentina que evidencia el marcado gradiente de la disminución de las precipitaciones hacia el oeste y como la variación en la temperatura está mayormente dominada por la latitud. Las causas que llevan a este contexto son varias, y se explican a partir de la dinámica compleja de la atmósfera, entre otros fenómenos que se desarrollan a continuación.

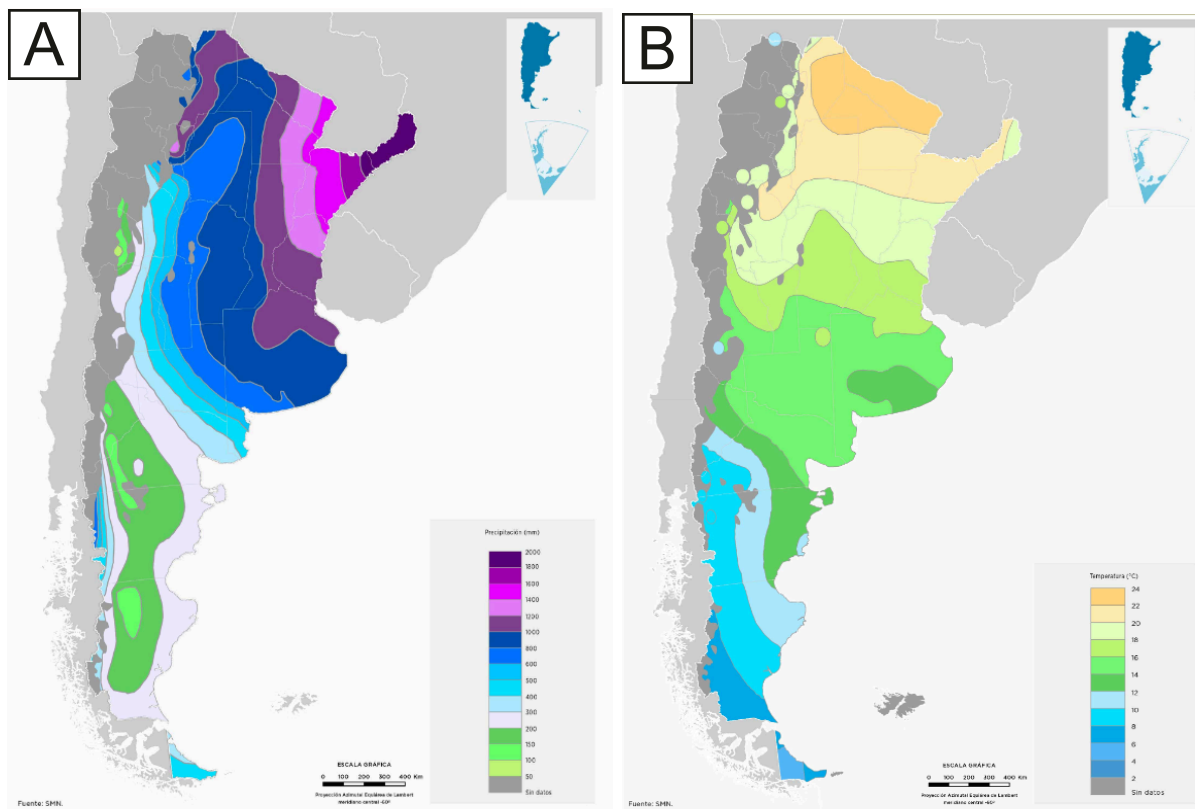


Figura 3.1 A: Esquema de la República Argentina que muestra las precipitaciones anuales comprendida entre el periodo 1981-2010. B: Esquema de la República Argentina que muestra la temperatura media anual para el periodo comprendido entre 1981-2010. Tomados del Servicio Meteorológico Nacional.

El clima en las inmediaciones del área se ve influenciado en mayor medida por el anticiclón subtropical semipermanente del Atlántico (ASSA) y el anticiclón del Pacífico (AP) (Figura 3.2). Por un lado, el ASSA transporta masas de aire cálidas al interior del país, en dirección SO y es el principal responsable de las precipitaciones que se registran en la región (Compagnucci et al., 2002, Prohaska, 1976). Por otro lado, el AP transporta masas de aire por encima de la cordillera en dirección N-NE que sufren transformaciones, alcanzando las planicies mendocinas, como vientos cálidos y secos (Capitanelli, 1972, Garreaud 2009). La colisión de estas masas de aire provenientes de los distintos anticiclones genera las precipitaciones estivales que abastecen a la región (Prohaska, 1976). La predominancia de estos anticiclones es de carácter estacional dominando en verano el ASSA y durante el invierno imponiéndose el AP (Capitanelli, 1972).

La Cordillera de los Andes, actúa sobre la región como una barrera topográfica, que imprime en el área condiciones secas, a pesar de su proximidad con el Océano Pacífico (Garreaud, 2009). Esto se debe a que los vientos, cargados de humedad del AP, al desplazarse hacia el este se ven forzados a ascender por la cordillera y a medida que suben, la temperatura desciende induciendo las precipitaciones. Una vez que estos vientos sobrepasan esta barrera topográfica, ingresan a la región como vientos cálidos y secos (Schwerdtfeger 1976).

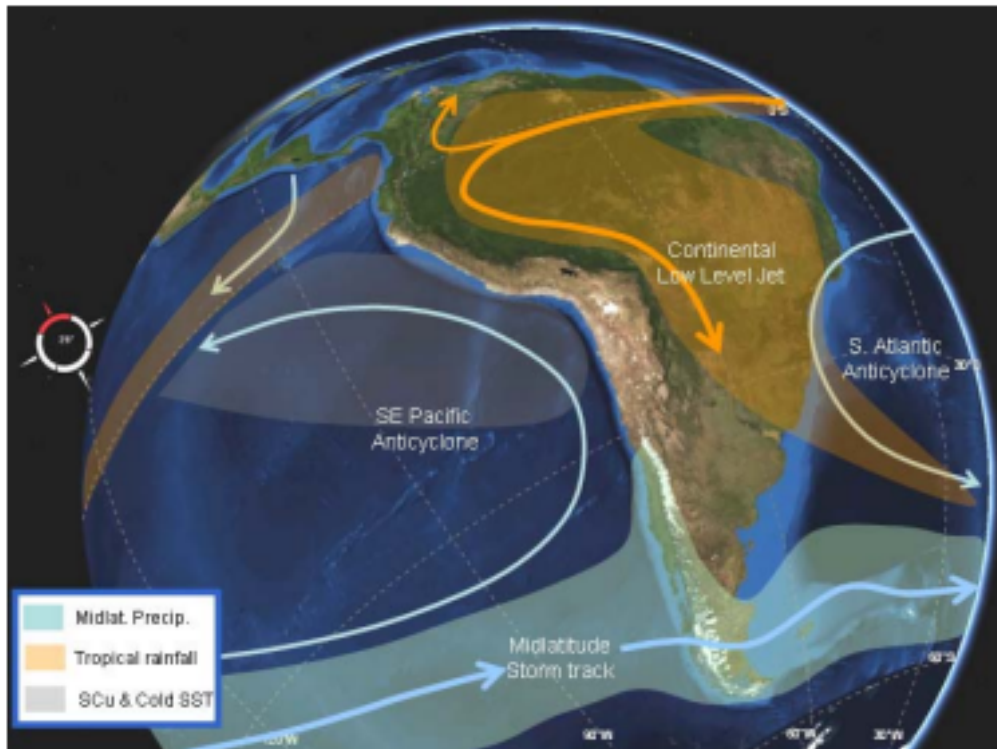


Figura 3.2. Esquema de las masas de aire en la parte baja de la atmósfera para sudamérica y climas asociados a estas corrientes. Imagen tomada de Garreaud 2009.

Otro factor que afecta la variabilidad climática del centro-oeste de Argentina, se debe al fenómeno del Niño y la Niña, que impactan de forma interanual e interdecadal en el clima (Garreaud et al., 2009). Son fenómenos oceánico-atmosféricos caracterizados por fluctuaciones irregulares de 2 a 7 años, entre periodos cálidos y húmedos (el Niño), y fríos y secos (la Niña). Estos se desarrollan sobre el Pacífico ecuatorial (Garreaud 2009; Garreaud et al., 2009) que afectan a las precipitaciones y por ende, a la dinámica hidrológica de los ríos de la planicie mendocina, al igual que a la producción agropecuaria de la zona (Compagnucci et al., 2002).

En esta tesis se emplea la clasificación climática de Koeppen, modificada por Beck et al., (2018) (Figura 3.3) basada en que la vegetación, tiene una marcada correlación con el clima, por lo que los límites climáticos se establecen a partir de las variaciones en la vegetación, al igual que los parámetros de temperatura y precipitaciones medias anuales y mensuales. De acuerdo a esta clasificación, el área de estudio presenta un clima árido a semiárido de estepa frío (Beck et al., 2018; Abraham y Martínez 2000).

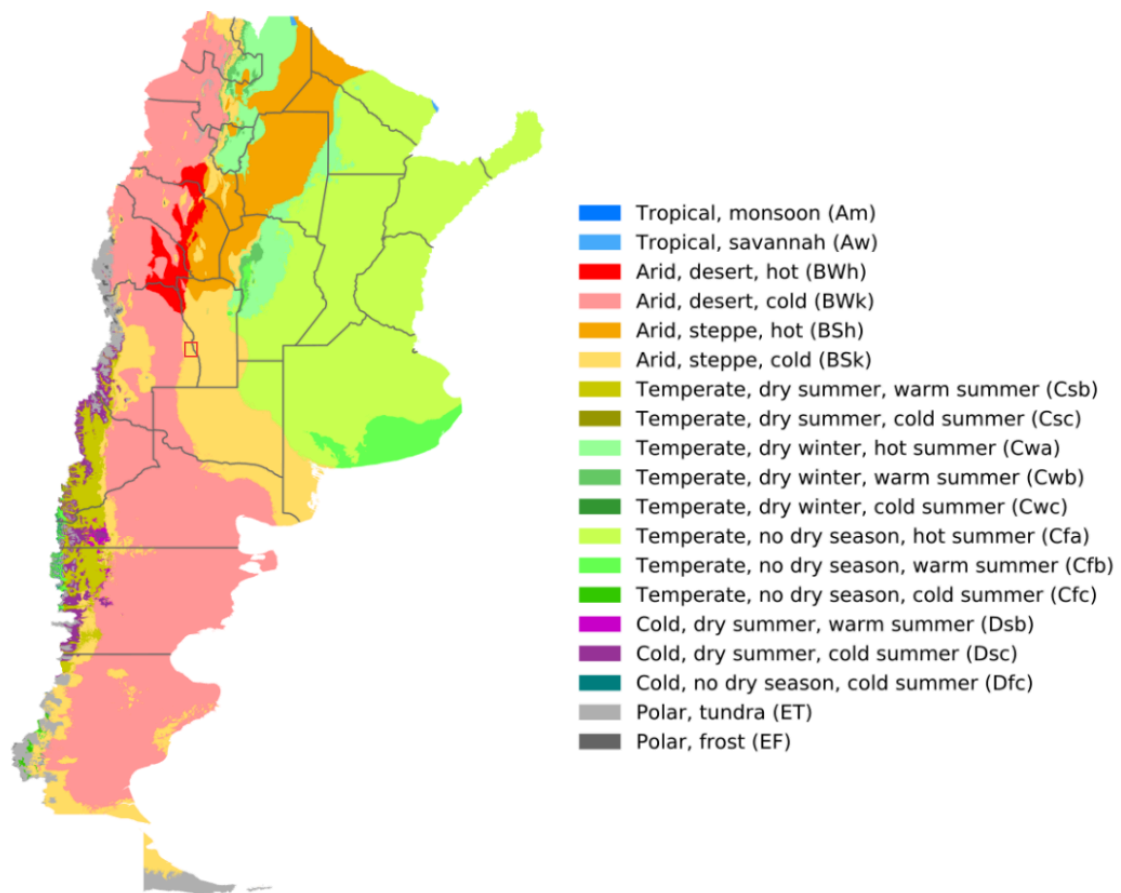


Figura 3.3. Clasificación climática de la República Argentina según Koeppen, modificada por Beck et al., (2018). El área de estudio se indica en el recuadro rojo la cual presenta un clima árido a semiárido de estepa frío BSk.

Los registros meteorológicos del área son escasos, por lo que se emplearon las estaciones meteorológicas de Colonia Alvear ubicada a 71 km al sudoeste del área de estudio, en la provincia de Mendoza, y se la comparó con la estación de Union ubicada a 82 km al sudeste, en la provincia de San Luis, para caracterizar las condiciones climáticas de la zona (Figura 3.4).

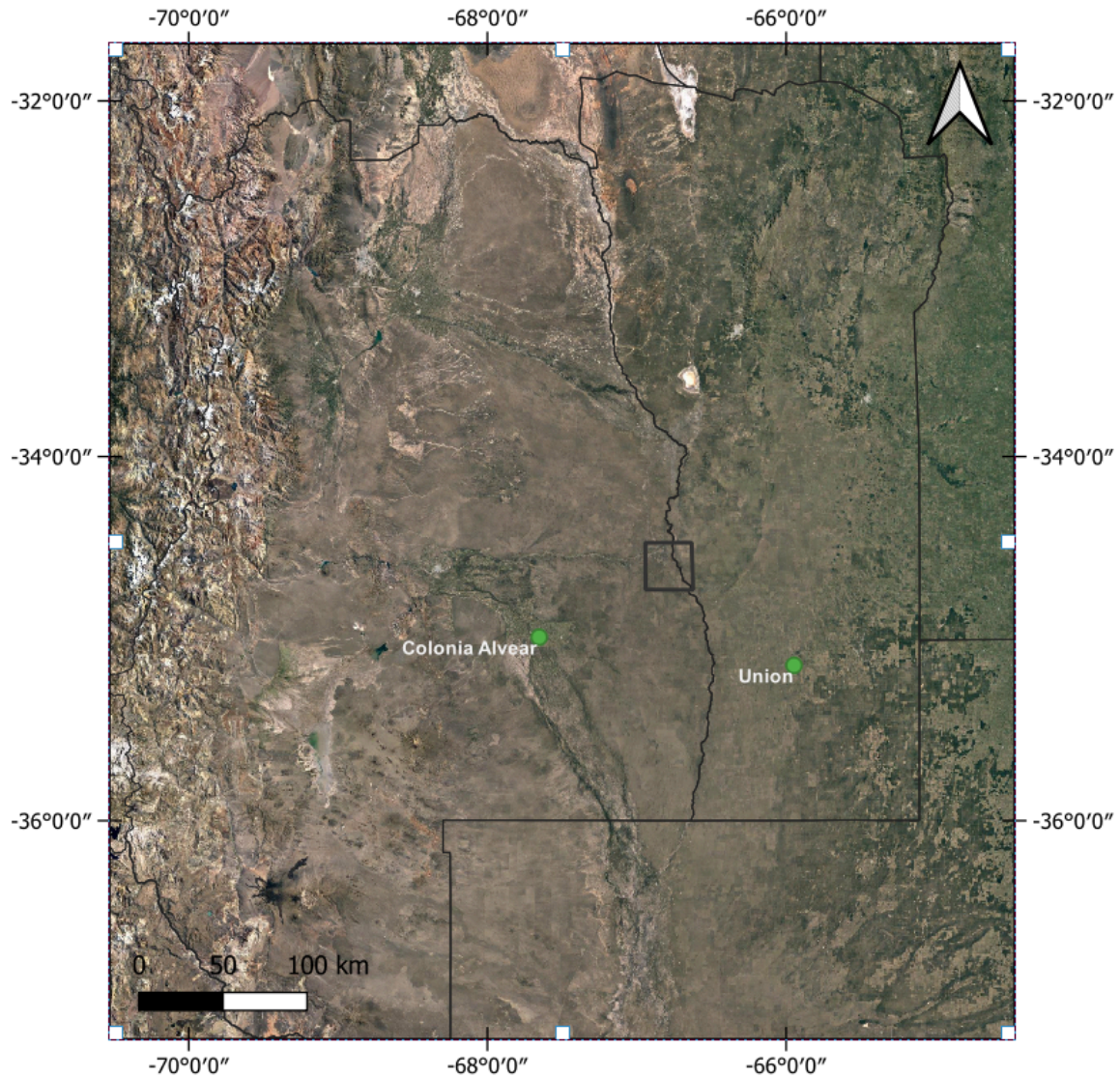


Figura 3.4. Ubicación de las estaciones meteorológicas representadas por los puntos verdes de Colonia Alvear y Unión. Recuadro en negro el area de estudio.

Para el periodo comprendido entre 1951-1980, la estación Colonia Alvear presenta un valor medio de las precipitaciones anuales que ronda los 350 mm y en la temporada de verano se concentra el mayor volumen de precipitaciones alcanzando el 73,7% del total anual durante los meses de octubre a marzo. La temperatura media anual fue de 15,5°C y las temperaturas medias anuales máximas y mínimas se ubicaron en 24,4°C y 8,3°C (Figura 3.5).

Por otro lado, la estación meteorológica de Unión registra para el tiempo comprendido entre 1961-1970, precipitaciones anuales de 530 mm aproximadamente y durante los meses de octubre a marzo, se producen las mayores precipitaciones concentrando el 78,7% de las lluvias totales. La

temperatura media anual fue de $14,0^{\circ}\text{C}$ y las temperaturas medias anuales máximas y mínimas se ubicaron en 25 y 6°C (Figura 3.5).

Esta información es coherente con la dinámica climática mencionada, en la que las precipitaciones se vinculan con la humedad transportada por el ASSA, y que a medida que los vientos se transportan al oeste, disminuyen las precipitaciones por descarga. Por lo tanto, es de esperar que las lluvias del área de estudio, rondan valores entre 350 a 530mm por año.

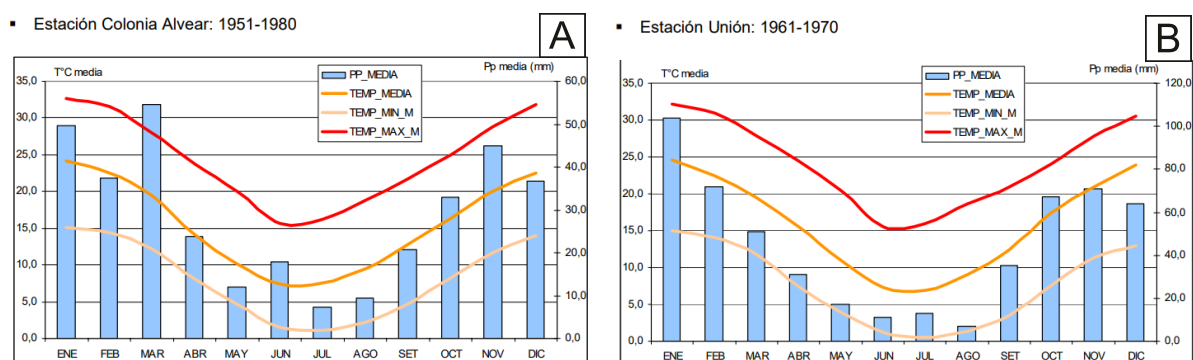


Figura 3.5. A: Estación Colonia Alvear, B: Estación Unión. Precipitación media en mm y variabilidad de temperatura de la máxima, media y mínima. Tomado de Salomón et al., (2006).

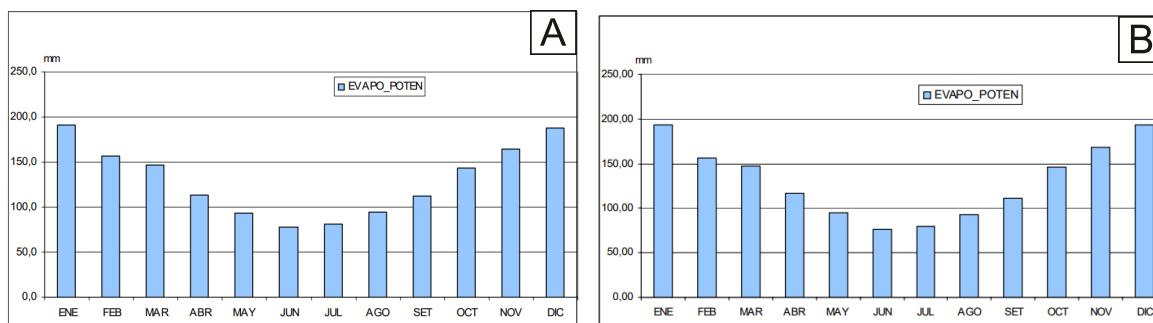


Figura 3.6. A: Evaporación potencial de la estación Colonia Alvear. B: Evaporación Potencial de la estación Unión. Tomado de Salomón et al., (2006).

A partir de la figura 3.6 se observan los valores de evaporación potencial registrados en ambas estaciones meteorológicas, las cuales presentan valores muy similares. Al comparar estos valores con los de precipitación de la figura 3.4, se observa que el balance es negativo lo que indica una mayor evaporación por sobre las precipitaciones en el año, durante el tiempo comprendido entre 1951-1980 para la estación Colonia Alvear y entre 1961-1970 para la estación Unión.

Se realiza un análisis de los registros de viento correspondientes a las mediciones tomadas de un modelado (NEMS modelo multi escala) de los datos de los últimos 30 años de la estación meteorológica de General Alvear, ubicada en la provincia de Mendoza. A partir de la evaluación de la rosa de los vientos (Figura 3.7) se evidencia una predominancia del viento en dirección NNO y SSE con una media en la velocidad de 9 km/h (Meteoblue, 2023).

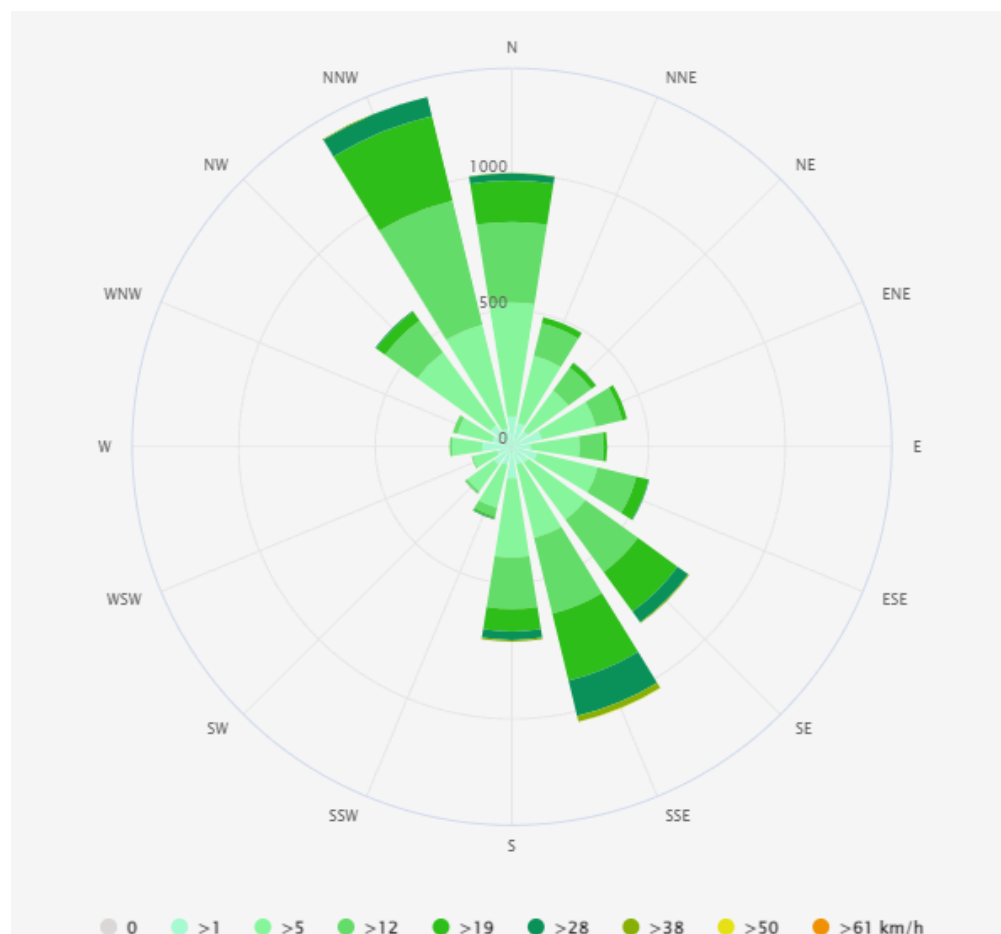


Figura 3.7. Rosa de los vientos obtenida del modelado de datos de los últimos 30 años de la estación meteorológica de General Alvear, provincia de Mendoza. Muestra el número de horas al año que el viento sopla en la dirección y velocidad indicada. Tomada de Meteoblue, 2023 que emplea el modelado NEMS (modelo multi escala).

3.2 Vegetación

Importantes trabajos se han realizado con el objetivo de caracterizar la vegetación de la Argentina. Para este trabajo se emplea la clasificación de Oyarzabal et al., (2018), que divide en distintas unidades las provincias fitogeográficas propuestas por Cabrera (1976) con algunas modificaciones.

El área de estudio se encuentra en la Provincia fitogeográfica de Monte, la cual se caracteriza por un tipo de vegetación predominantemente de matorrales, formado por arbustos elevados y densos o de estepas arbustivas como *xerófila*, *psammófila* o *halófila*, según el sustrato. Dentro de esta provincia Oyarzabal et al., (2018) la divide en cuatro unidades de las cuales la zona de interés incluye dos de estas unidades, la Unidad 23 dominada por una estepa de *Zigofiláceas* con *Cactáceas columnares* y la Unidad 24 que se caracteriza por una estepa de *Zigofiláceas* y estepa de *halófitas* (Figura 3.8).

La Unidad 23 se encuentra asociada a un paisaje de monte de sierras y bolsones e incluye tres comunidades vegetales. La primera caracterizada por una Estepa arbustiva de *Larrea divaricata*, *Larrea cuneifolia* y *Larrea nitida*. Y un estrato arbóreo con ejemplares distribuidos de forma aislada de *Prosopis flexuosa* (Roig 1972; Roig et al., 2009). La segunda comunidad se constituye de una estepa espinosa con *Cactáceas columnares* y *Bromeliáceas*. Por último, una tercera comunidad de pastizales altos vinculada a fondos de valles con una estepa arbustiva de *halófitas* (Morello 1958; Roig 1972; Morello et al., 2012).

La Unidad 24 se encuentra asociada a un paisaje de bolsones endorreicos por lo que se relaciona mayormente con los cursos fluviales que atraviesan el área. Se compone de cuatro comunidades. La primera se caracteriza por el desarrollo de una estepa arbustiva de *Larrea divaricata*, *Larrea cuneifolia* y *Prosopis flexuosa* (Roig 1972; Roig et al., 2009). Además, en esta comunidad se producen sistemas lacustres en zonas deprimidas que favorecen la precipitación de sales y el desarrollo de una vegetación halófitas (Roig 1972). Una segunda comunidad en suelos areno-arcillosos en donde se desarrollan *cactáceas* (Roig 1972; Roig et al., 2000). En esta unidad se desarrolla una tercera comunidad vinculada a suelos más arcillosos con un estrato superior de *Allenrolfea vaginata*, *Cyclolepis genistoides*, *Atriplex vulgatissima*, *Prosopis alpataco*, y un estrato inferior de *Prosopis*

strombulifera. Por último, frente a condiciones de fuertes lluvias e inundaciones dominan *Baccharis spartioides*, *Distichlis spicata*, *Tessaria absinthioides*, entre otras (Roig 1972).

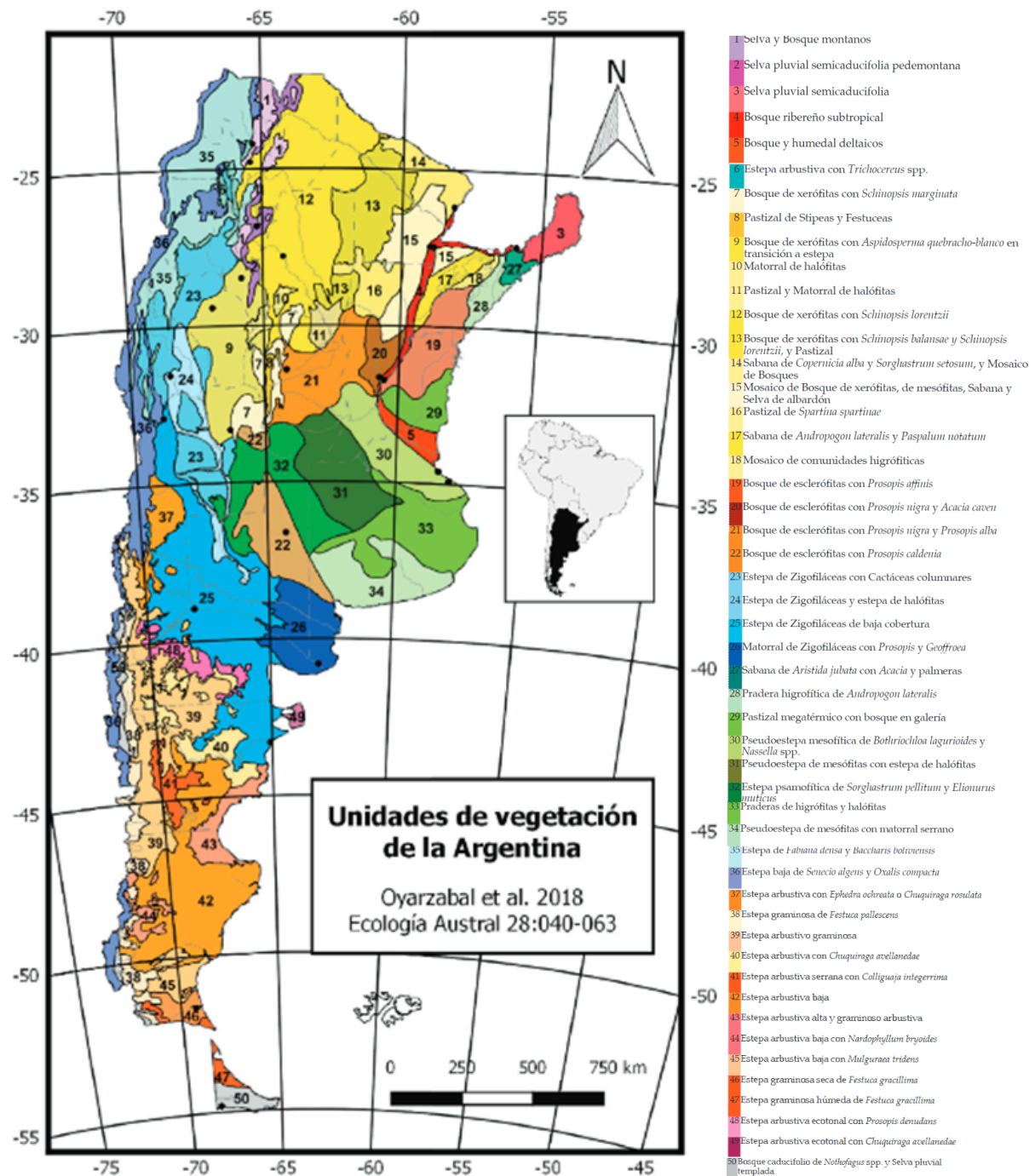


Figura 3.8. Unidades de vegetación de la Argentina propuestas por Oyarzabal et al., 2018 agrupadas en provincias y ecotonos fitogeográficos. Se indican los nombres fisonómico-florísticos propuestos. Las líneas grises punteadas corresponden a los límites de las provincias políticas y las llenas a los principales ríos. Los círculos negros indican las ciudades capitales.

Dentro del área de estudio se puede ver una influencia de ambas unidades de vegetación previamente descritas. Se observa una gran variedad de especies de gramíneas y vegetación leñosa dominada por variedades de *Prosopis* sp. (*prosopis caldenia*, *prosopis flexuosa* y *prosopis sericantha*) entre la que se destacan los caldenes (Figura 3.9) y algarrobos, árboles característicos del monte (Roig 1972, Roig et al., 2000). Otro tipo de comunidad vegetal que se encuentra en el área, son las variedades de Jarillas (*Larrea divaricata*, *Larrea cuneifolia* y *Larrea nitida*) las cuales se caracterizan por ser arbustos perennes que pueden alcanzar hasta 3 m de altura. En menor medida, se observan arbustos *Monttea aphylla* y *Bougainvillea spinosa* (Roig 1972, Cabrera 1971).

Asociado a las geoformas eólicas del área, caracterizada por suelos muy porosos y arenosos, se encuentran las gramíneas (*Stipa*, *Panicum*, *Sporobolus*, *Chloris* y *Poa*) (Figura 3.9) de la que se destaca *elionurus muticus*. Se encuentran junto con hierbas y arbustos como *Senecio* sp. y *Hyalis Argentea* también conocida como Olivillo (Figura 3.9). Se desarrollan principalmente en dunas activas (Anderson et al., 1970, Roig 1972), o a partir de la removilización de arena.

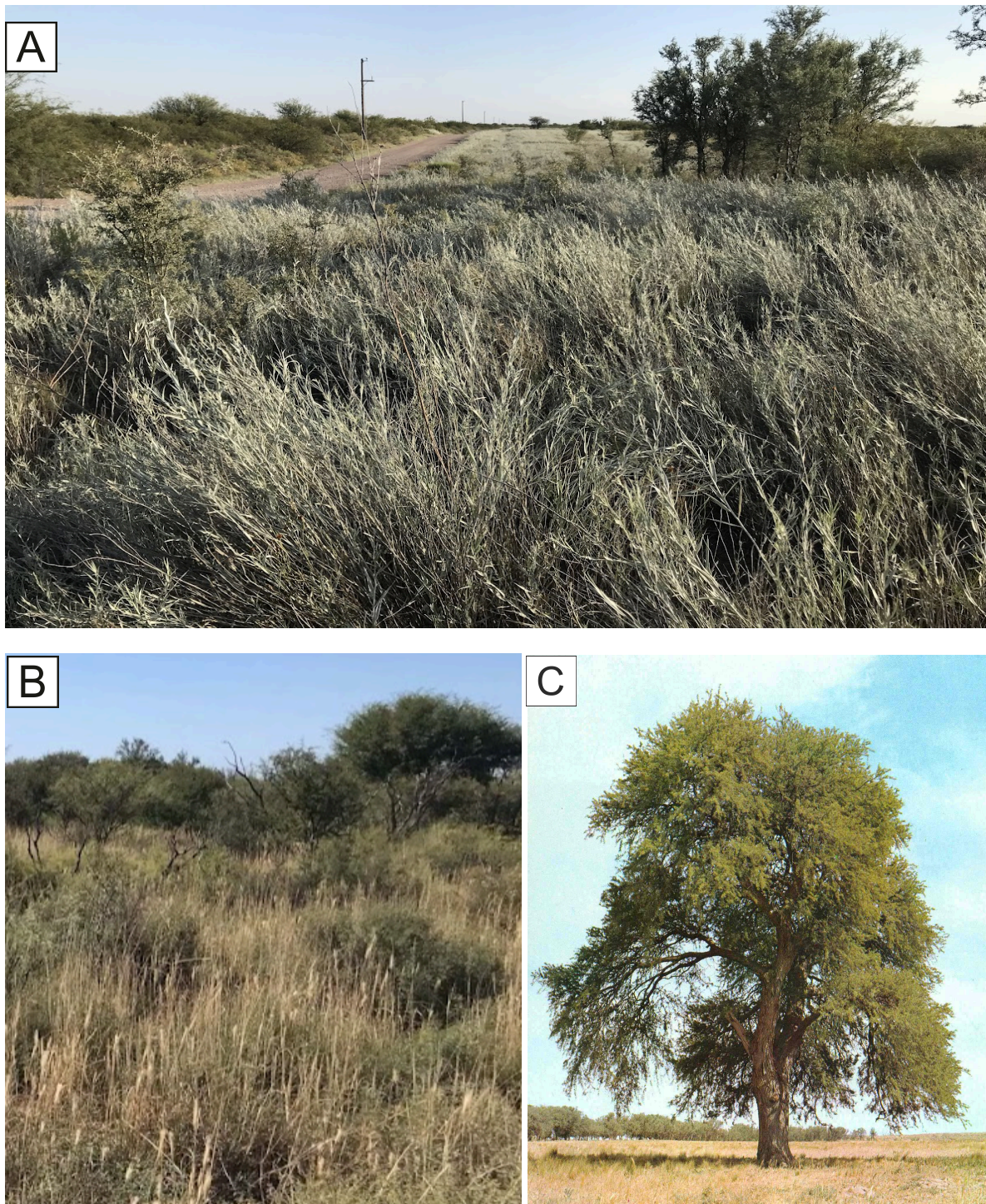


Figura 3.9. Diferentes ejemplares de la vegetación de la zona estudiada. A: Olivillo al costado del camino. B: Paisaje donde interaccionan gramíneas (*elionurus muticus*), arbustos (*Larrea*) y árboles (*Prosopis*). C: Caldén (*Prosopis Caldenia*) (tomado de Leonardis, 1975).

Debido al clima de carácter semiárido de estepa frío, la intensidad de los vientos, la alta tasa de evaporación y la acción del hombre, junto a otros factores, es frecuente que en esta región se desarrollen focos de incendio llegando a abarcar decenas de km² (Figura 3.10). El impacto del fuego tiene como consecuencia la reducción inmediata de la biomasa, seguida por una relativamente rápida recuperación de hierbas que luego es recolonizado por el estrato arbustivo y por último los árboles. Este proceso de recuperación puede llevar decenas de años (Villagra et al., 2009). A su vez, el desarrollo de incendios puede desencadenar la desertificación y reactivación de campos de dunas, ya que la vegetación que actuaba como barrera fijando los sedimentos es removida, permitiendo al viento reactivar geoformas que antiguamente se encontraban inactivas (Tsoar y Møller, 1986).

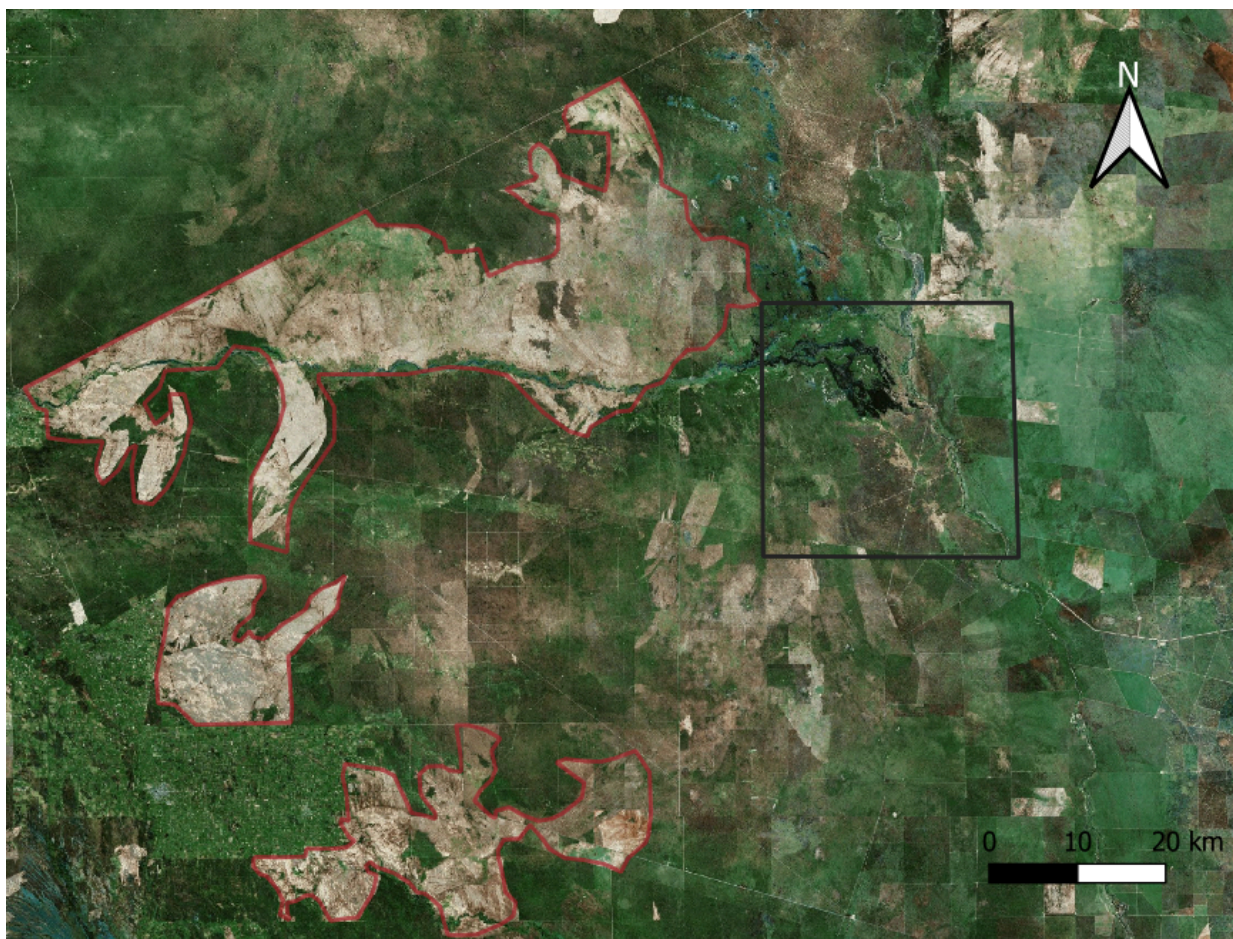


Figura 3.10. Las áreas delineadas en rojo muestran la propagación de grandes incendios próximos al área de estudio, recientes a la toma de la imagen satelital. Imagen satelital tomada de Bing modificada.

3.3 Hidrología

En este apartado se describe la hidrología del área, que está caracterizada por el escurrimiento de dos ríos. El río Diamante atraviesa el área de estudio en dirección O-E hasta interceptar con el río Desaguadero, el otro curso fluvial que intersecta la zona de estudio, con una dirección de escurrimiento N-S.

La cuenca del río Diamante nace en la Cordillera Principal al pie del volcán Maipo, en Mendoza Argentina, específicamente en la laguna del Diamante, un cuerpo de agua de origen glaciario, ubicado sobre el remanente de un cráter volcánico extinto. El río se alimenta de agua de deshielo y por una serie de afluentes como los ríos Borbollón y Blanco, los arroyos Bravo y el Tigre, entre otros. Nace de la laguna con una dirección principalmente sur, para luego virar hacia el este, donde continúa su curso casi 300km hasta alcanzar el río Desaguadero en el límite entre Mendoza y San Luis (Figura 3.11) (Baker et al., 2009, Berri y Flamenco 1999 Zárata et al., 2016).

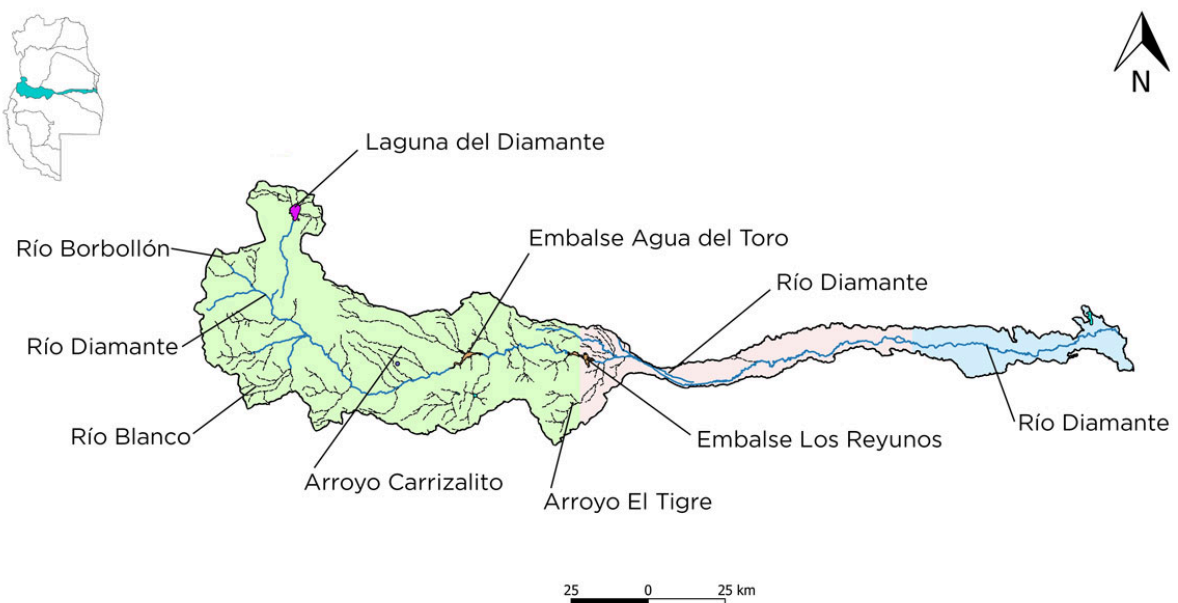


Figura 3.11. Cuenca hidrográfica del río Diamante dividida en 3 sectores: cuenca alta (verde), cuenca media (rosa) y cuenca baja (celeste). Tomada del Departamento General de Irrigación, IADIZA - CONICET (2018).

El río Diamante posee un régimen hidrológico estacional, se caracteriza por ser un río alóctono con un caudal máximo durante los meses de verano, cuando se produce el deshielo de la nieve, acumulada durante el invierno. Por otro lado, se alcanzan valores mínimos en el invierno producto de la infiltración del agua y el bajo aporte hídrico al cauce. Berri y Flamenco (1999) concluyen, como se observa en la figura 3.12, que para el periodo comprendido entre octubre-marzo, en la estación de La Jaula, Mendoza se concentra el 70% del volumen anual del agua, para el periodo comprendido entre 1946 a 1994. Este ciclo anual se puede ver afectado por las fluctuaciones de la circulación atmosférica, en particular por la variación latitudinal del AP (Berri y Flamenco 1999).

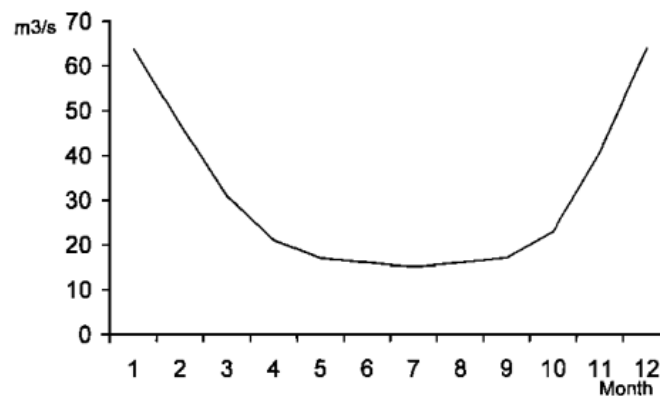


Figura 3.12. Caudales mensuales (m^3/s) del río Diamante en la estación de La Jaula ($-34^{\circ}40'$ y $-69^{\circ}19'$) promediado durante el periodo comprendido entre 1946 a 1994. Tomado de Berri y Flamenco 1999.

Actualmente, el río Diamante cuenta con una infraestructura hidráulica compuesta de un sistema de 3 presas (Agua del Toro, Los Reyunos y El Tigre). A su vez existen 2 diques (Galileo Vitali y Vidalino), de los que se derivan los cauces del sistema de riego de la zona, como se observa en la figura 3.13 (Mercado 2009). Mercado (2009) plantea la evolución del sistema de riego desde la llegada de los españoles hasta la actualidad, haciendo hincapié en cómo el uso del recurso del agua para la ganadería y la agricultura, sumado a la alta tasa de evaporación e infiltración del agua en la zona, lleva a que el caudal de esta, que desemboca en el río Desaguadero, se reduzca considerablemente. A tal punto, que al entrevistar a un puestero en la zona de estudio, afirmó que el río Diamante no escurre en el Desaguadero desde hace al menos 6 años.

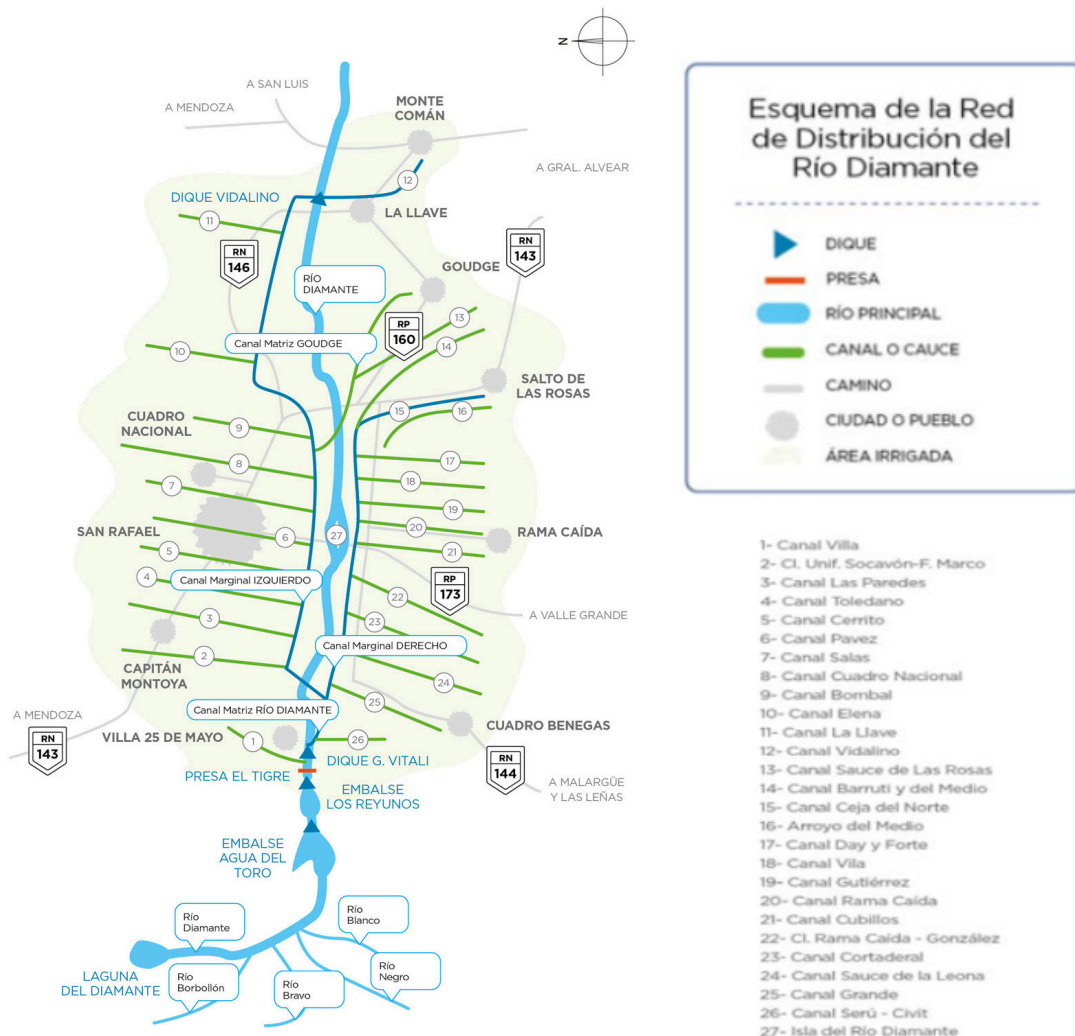


Figura 3.13. Red de distribución hídrica del río Diamante tomado del Departamento General de Irrigación de Mendoza.

Atravesando en sentido N-S, al este del área de estudio, se encuentra el río Desaguadero. Es un río alóctono ubicado al oeste de Argentina y representa el límite natural entre las provincias de Mendoza y San Luis. Posee una longitud próxima a 1500 km, recibiendo así diferentes nombres a lo largo de su extensión como se observa en la figura 3.14.



Figura 3.14. Cuenca del río Bermejo-Desaguadero-Salado-Chadileuvú-Curacó tomada de la secretaría de recursos hídricos de la Pampa.

El río nace en la cordillera frontal en la ladera sur del cerro Bonete, en la provincia de La Rioja, próximo al límite con Catamarca a una altura de 5500 metros sobre el nivel del mar. Continúa con el nombre de río Bermejo hasta el límite entre las provincias de Mendoza, San Juan y San Luis, donde una vez atravesado el sistema de lagunas de Guanacache, adquiere el nombre de río Desaguadero. El valle de este río se encuentra emplazado sobre una depresión tectónica conocida como Depresión Occidental (González Díaz, 1981) influenciada por la Falla Desaguadero que va a actuar como un control estructural del río (Criado Roqué e Ibañez, 1979). A su vez, el sistema fluvial se ubica en el límite entre el piedemonte mendocino distal al oeste y las sierras Pampeanas al este, este último actúa como

un alto topográfico por donde escurren las aguas hacia el río. Además, recibe el aporte de varios afluentes a lo largo de su extensión como es el caso del río Diamante, el río San Juan, el río Mendoza, el río Tunuyán, entre otros.

Debido a la leve pendiente regional del pedemonte mendocino con un promedio de $0,06^\circ$ y a la baja permeabilidad de los sedimentos que conforman su cauce, la zona ha experimentado inundaciones recurrentes asociadas al deshielo de la cordillera, probablemente desde el Pleistoceno (Ojeda et al., 2012), generando lagunas pandas y una planicie aluvial extensa, a lo largo de su extensión.

Existen episodios de patrones climáticos alternantes que influyen directamente sobre la hidrología de los distintos cursos fluviales. Compagnucci et al., (2002) observa una variación consistente en las precipitaciones, entre periodos de una duración de 9 años aproximadamente. Postula que estas alternancias se vinculan con los fenómenos del Niño y la Niña, previamente mencionados, que intercala entre periodos cálidos y húmedos con fríos y secos afectando de manera directa en las precipitaciones regionales y como consecuencia en los sistemas fluviales.

3.4 Suelos

En el ámbito del área de estudio que comprende a las provincias de Mendoza y San Luis, el suelo se encuentra dominado por los Entisoles (Figura 3.15). Estos pertenecen a un Orden de suelos de escaso desarrollo, se caracterizan principalmente por la presencia de un epipedón ócrico, indicativo de su juventud y limitada evolución. Este rasgo es comúnmente atribuido al corto período transcurrido desde la acumulación de los materiales parentales, reflejando así la reciente formación de estos suelos (Moscatelli et al., 2011)

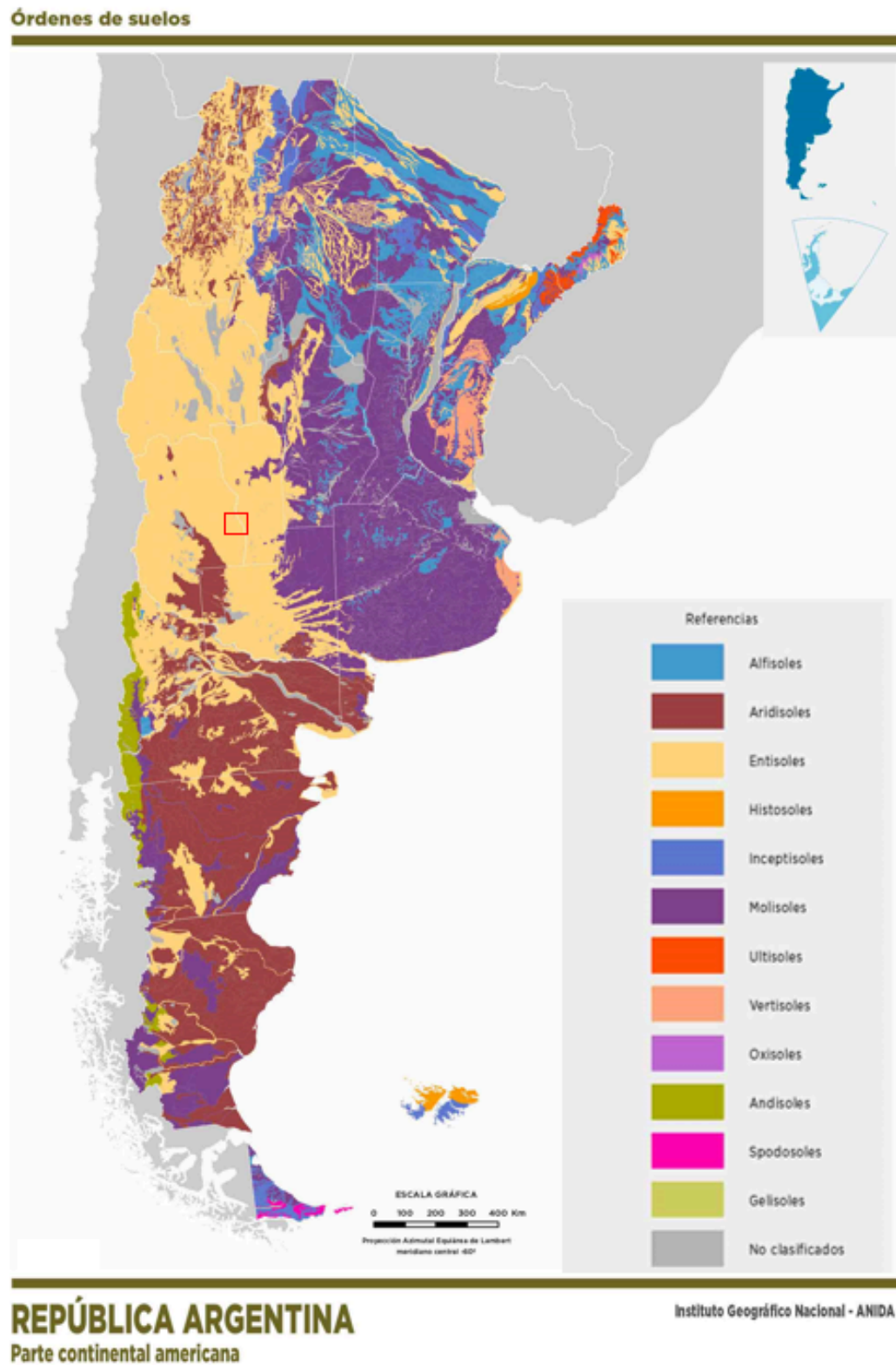


Figura 3.15. Esquema de la República Argentina que muestra la distribución de los suelos según su Orden. Tomado del Instituto Geográfico Nacional (ANIDA) (2007).

A escala de suborden, se distinguen tres tipos principales de suelos en el área de estudio. Los Psamentes, que predominan en extensión, se encuentran asociados con depósitos de arenas estabilizadas o móviles, caracterizados por una capacidad de retención de agua relativamente baja, y se distribuyen principalmente sobre el campo de dunas. Por otro lado, los suelos Fluventes, que están estrechamente ligados a los ríos, se caracterizan por la presencia de sedimentos recientemente depositados por el agua. Por último, los suelos Oriente, relacionados con áreas recientemente erosionadas, se ubican principalmente en las laderas de la sierra de Cerrillos (Moscatelli et al., 2011).

A escala de grupo todas las unidades coinciden en el prefijo *Torri* vinculado a climas áridos y semiáridos por lo que en el área se observan suelos Torripsamentes, Torrifluventes y Torriorientes (Moscatelli et al., 2011) (Figura 3.16).

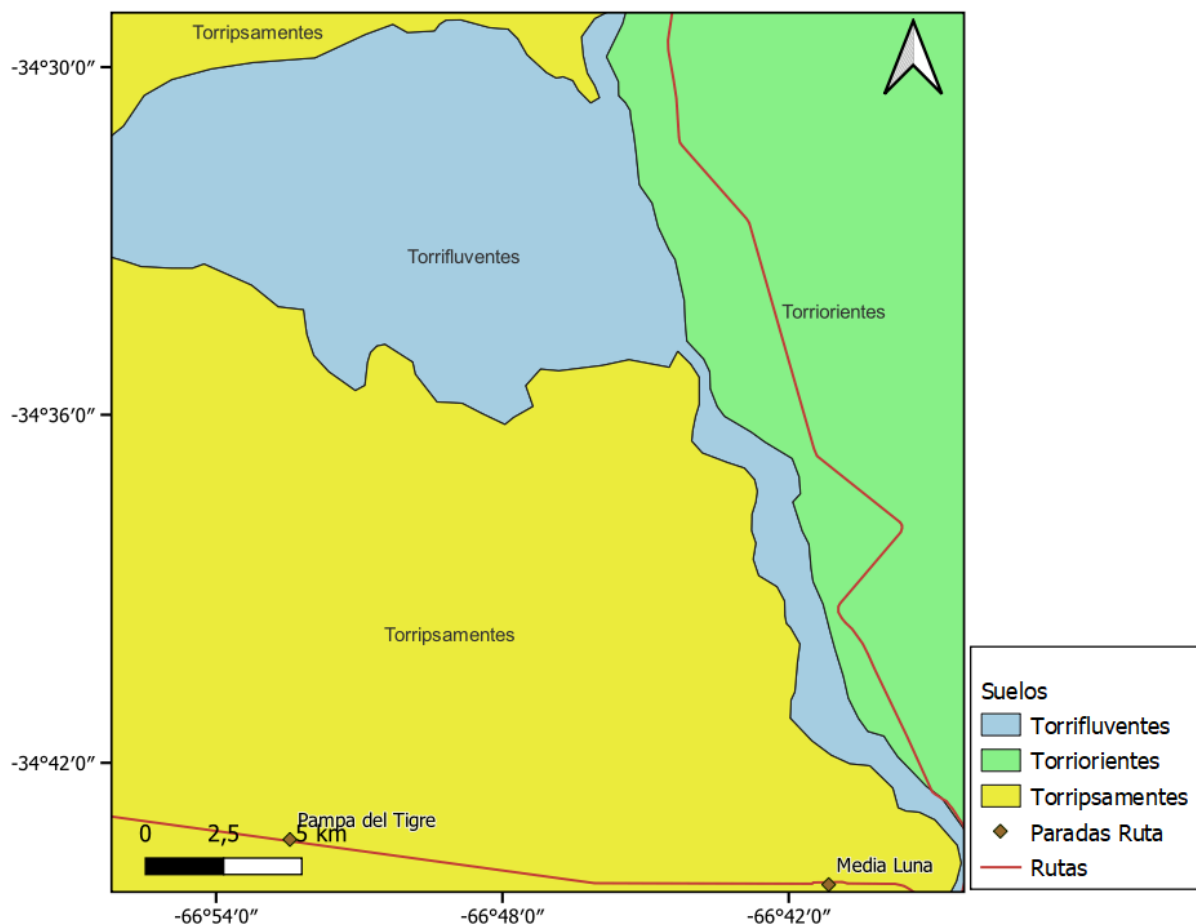


Figura 3.16. Mapa de los grupos de suelos identificados en el área de estudio

3.5 Contexto arqueológico

Dentro del área de estudio, se hallaron restos arqueológicos que comprenden fragmentos de cerámica, lascas de piedra, puntas de flechas y fragmentos de cáscaras de huevo, como se ilustra en la figura 3.17. Estos descubrimientos en conjunto, brindan un potencial esclarecedor en torno a su distribución y las prácticas de los cazadores recolectores y pueblos que habitaban la zona. Los procesos depositacionales dominados por la actividad eólica y fluvial de baja energía contribuyen a enterrar rápidamente los materiales arqueológicos, protegiéndolos de la erosión y facilitando su preservación (Tripaldi, 2017).

A lo largo del período Holoceno, se encuentran importantes indicios arqueológicos asociados a estos individuos. En el contexto de este marco histórico, el investigador Frau (1946) proporcionó un análisis que explica que el área de estudio fue habitada por los *Huarpes*, un grupo étnico originario con una continuidad hasta el presente. Sin embargo, la fecha precisa de su establecimiento permanece incierta, como han señalado Katzer y Gascón (2019). Por otro lado, investigaciones recientes de Gil et al., (2022) a partir de algunos de los hallazgos encontrados durante el viaje de campo, que se ilustran en la figura 3.17, se aproxima una cronología que establece a estos grupos aproximadamente 2000 años AP y propone un asentamiento en los valles medios del río Diamante y Atuel.

Las bitácoras de los colonizadores españoles también han dejado registro de los Huarpes, caracterizándose por un sistema político avanzado y jerárquico, con la supremacía de un líder conocido como “Cacique principal”. Esta estructura de poder sugiere una posible influencia incaica, estableciendo a esta comunidad en el ámbito de sus dominios (García 2008, 2009).

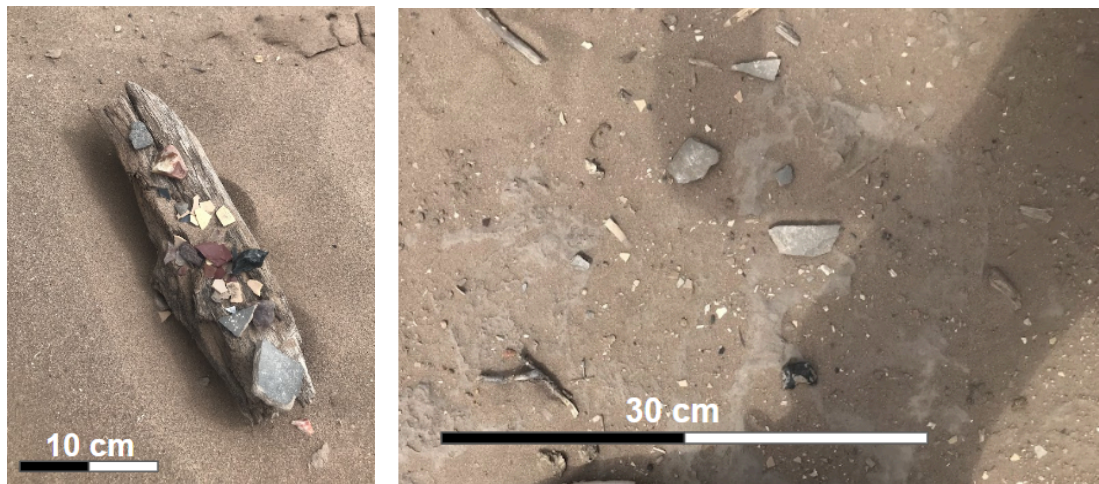


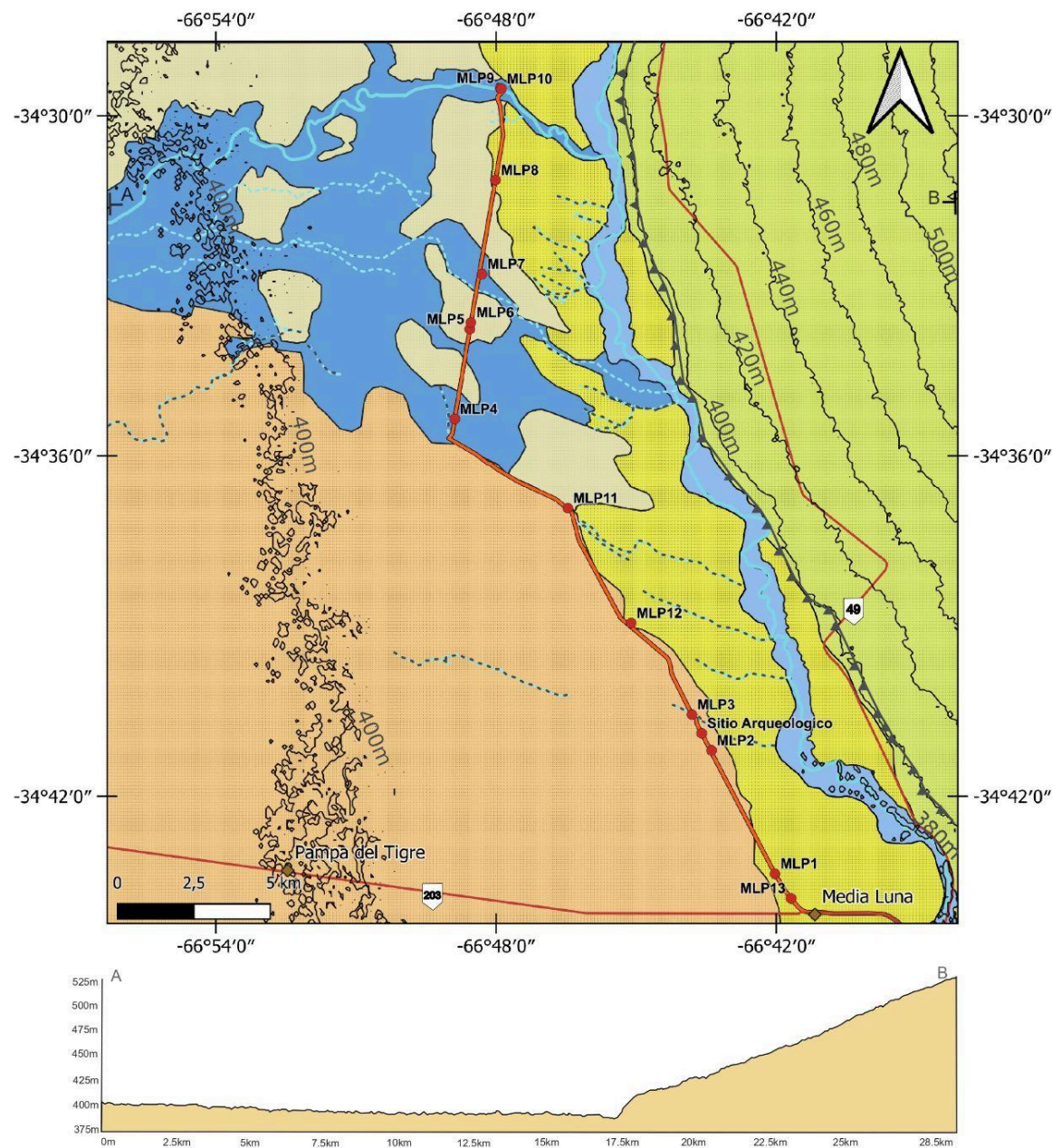
Figura 3.17. Restos arqueológicos de fragmentos de cerámica, lascas de piedra y cáscaras de huevo hallados en sitio arqueológico Bajo de los Indios

4 Geomorfología

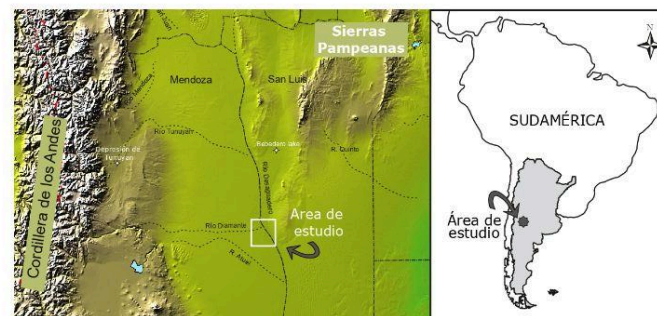
4.1 Introducción

En este capítulo se busca describir en detalle la geomorfología del área de estudio y para ello, se emplean diversas herramientas como, imágenes satelitales, modelos de elevación digital (DEM) y observaciones realizadas en el campo. Se definen seis unidades geomorfológicas, cuya distribución se observa en la figura 4.1, las cuales están dominadas por la acción eólica y fluvial, y la sobreimposición de estas.

Con respecto al relieve local del área, se observan dos tramos, con pendientes en direcciones opuestas, que convergen hacia el río Desaguadero. El sector al oeste de dicho río, desarrolla una baja pendiente que corresponde al sector más distal del pedemonte mendocino, que se extiende regionalmente y culmina en el río mencionado por sobre donde se depositan algunas de las unidades descritas a continuación. Esta pendiente inclina gradualmente hacia el este, con un ángulo de $0,06^\circ$. Por otro lado, al este del río Desaguadero se observa un cambio más abrupto en la pendiente, relacionado con las últimas elevaciones de las Sierras Pampeanas (Kostadinoff et al., 2002; Folguera et al., 2023). En esta zona, el terreno desciende en dirección al río, con un ángulo de inclinación más pronunciado de $0,6^\circ$ la cual aumenta a $1,8^\circ$ con un desnivel promedio de 16m al llegar al valle del río. Allí se observa una escarpa de falla vinculada a la Falla Desaguadero. Estas dos inclinaciones contrastantes, crean un mínimo topográfico en torno a la vía fluvial del río Desaguadero, y un máximo hacia el noreste del área, como se observa en la figura 4.2, alcanzando una diferencia de cota de 136 m variando entre 390 y 526 msnm.



Mapa Geomorfológico de la confluencia del río Diamante y Desaguadero



REFERENCIAS

Unidades Geomorfológicas

- Dunas con Influencia Fluvial
- Campo de Dunas Lineales B
- Campo de Dunas Lineales A
- Planicie de Inundación del río Desaguadero
- Lóbulo de inundación terminal del río Diamante
- Pendiente Periferica al Cerro Los Cerrillos

Cursos Fluviales

- Efímero
- Permanente
- Paleocanal
- Pueblos
- Paradas
- Curvas de nivel
- Rutas
- Transecta
- Falla Desaguadero

Tesis final de licenciatura
 Alumno: Alfredo Esteban Moler
 Directora: Dra. Alfonsina Tripaldi
 Año: 2024

Figura 4.1. Mapa geomorfológico del área de estudio.

A partir del DEM obtenido, se desarrollan curvas de nivel para representar las líneas con una misma cota topográfica. Como se observa en la figura 4.2 la rugosidad, ancho y repetición de la curva de 400 m, ubicada al oeste del área, sugieren una zona relativamente llana y panda, en comparación con el extremo noreste, donde la proximidad de las curvas de nivel indica un mayor relieve.

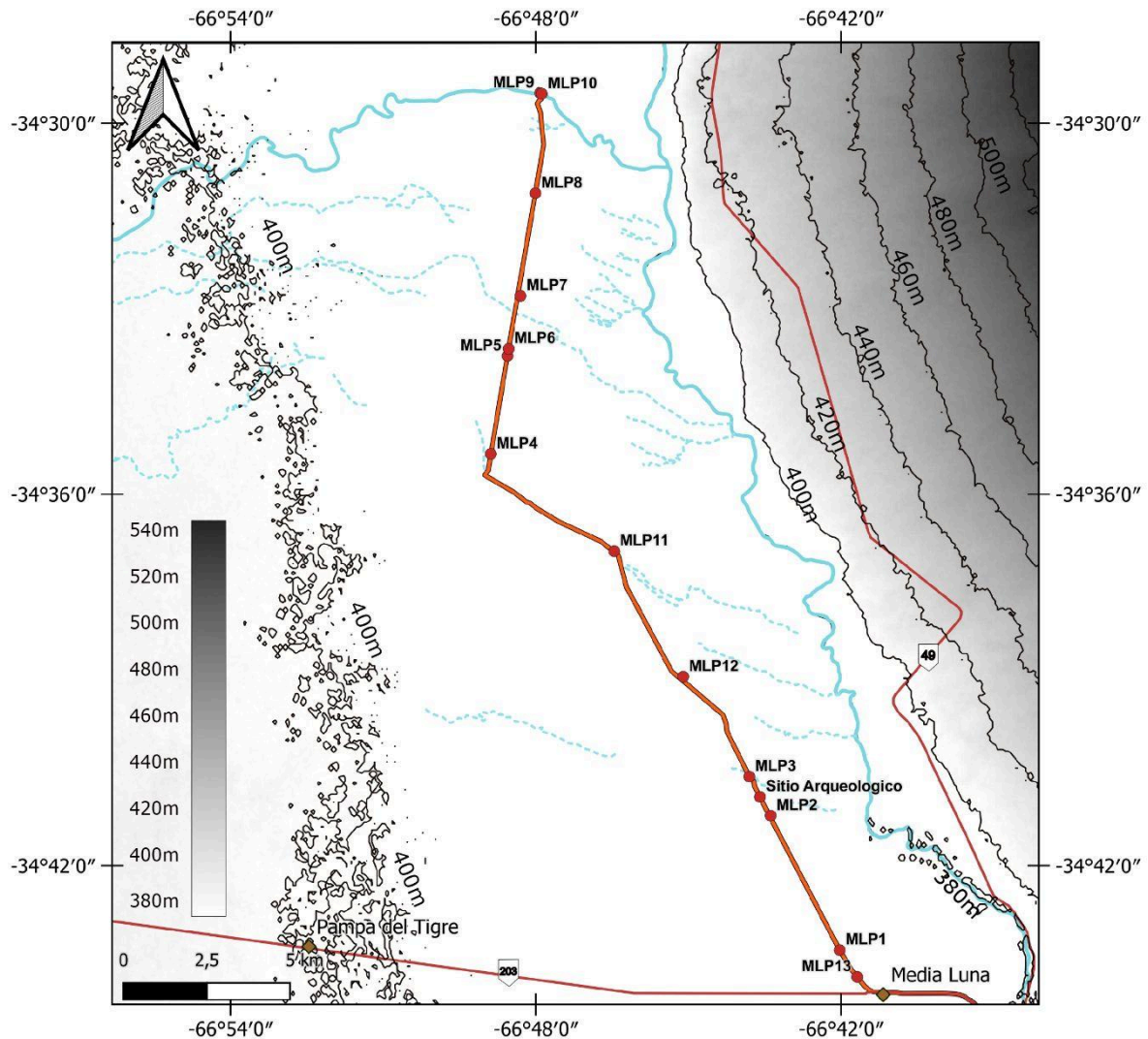


Figura 4.2. Modelo de elevación digital con curvas de nivel. Las líneas azules continuas representan los cursos fluviales permanentes y la línea punteada los paleocauces. Líneas rojas indican rutas. La línea naranja indica la transecta realizada y los puntos rojos las paradas. Los puntos marrones indican las localidades en la zona de estudio.

El área de estudio, se encuentra dominado por geoformas eólicas, fluviales y la acción conjunta de estos procesos que cubren el pedemonte distal mendocino. Las unidades geomorfológicas, entre otras variables, presentan variaciones en su diseño, tamaño y granulometría de los depósitos que las componen. Para este trabajo, se utilizó la clasificación de geoformas de origen eólico de McKee (1979), y para las geoformas generadas por la acción fluvial se emplearon los trabajos de investigación realizados por Leopold et al., (1964) y Zuidam (1967).

La geoforma que se impone en la región está dada por dunas lineales, con una orientación general NO-SE. Estas dunas se caracterizan por su extensa longitud, su paralelismo distintivo y proximidad entre las crestas de las dunas (Lancaster 1982). A pesar de que las geoformas presentan estas características a lo largo de todo el campo, se observan dos poblaciones de dunas con algunas variaciones de estos atributos mencionados, junto con la variación de densidad vegetal y la sinuosidad, que permiten dividir las en diferentes unidades geomorfológicas.

En primer lugar, se identifica la presencia de un sistema de dunas que se extiende a lo largo del curso y la planicie del río Desaguadero. Este sistema de dunas, al que denominaremos "Campo de Dunas Lineales A", se encuentra estrechamente vinculado con este río. Por otro lado, al sudoeste de la zona de estudio, se identifica otro sistema de dunas más extenso que exhibe características propias de un campo de dunas lineal en una *fase eluvial* avanzada, caracterizada por una vegetación lo suficientemente densa para contener la deflación de las dunas junto con un mayor desarrollo de pedogénesis en las dunas (Smith 1939, 1940). Este sistema se denomina "Campo de Dunas Lineales B" (Figura 4.1).

Adicionalmente, hacia el noreste del campo, se observan un mosaico de dunas, que muestran una clara influencia fluvial, separadas por barreales. Estas, se vinculan mayormente con la actividad del río Diamante que afectó en el desarrollo y evolución de las mismas, por lo que se denominará a esta unidad como "Dunas con influencia Fluvial" (Figura 4.1).

Al este del río Desaguadero, se encuentra una unidad denominada "Pendiente Periférica al Cerro los Cerrillos" (PPCLC) (Figura 4.1). Esta superficie se caracteriza por una cobertura de un manto fluvio eólico por sobre el pedimento sedimentaria en superficie, que se desarrolla sobre una pendiente baja, sin la presencia de geoformas apreciables.

Dentro del área de estudio vinculada mayormente con la acción del río Diamante, se destaca la unidad que denominaremos “Lóbulo de inundación terminal del río Diamante” (LITRD) (Figura 4.1), caracterizada por presentar una forma de abanico aluvial con una muy baja pendiente en la sección terminal de este río.

Por último, a lo largo del curso del río Desaguadero, se desarrolla la unidad geomorfológica denominada “Planicie de Inundación del río Desaguadero” (PIRD) (Figura 4.1). Esta unidad, está mayormente dominada por la acción fluvial y presenta una influencia eólica considerablemente menor.

4.2 Campo de Dunas Lineales A

Esta unidad se caracteriza por el desarrollo de un campo de dunas lineales, con una orientación NO-SE de las crestas, que abarca un área de 105,7 km². El campo de dunas se desarrolla en dirección norte-sur y limita con todas las unidades geomorfológicas del área. Hacia el este, limita con la unidad PPCLC, casi a lo largo de toda su extensión, y en la parte central se encuentra atravesado por la PIRD, que se desarrolla a lo largo de las orillas del río Desaguadero. Además, hacia el sur del área, limita al oeste con el Campo de Dunas Lineales B, y hacia el norte, limita al oeste con las unidades LITRD y Dunas con Influencia Fluvial.

Este campo de dunas se caracteriza por presentar crestas lineales rectas, simétricas a levemente asimétricas, que se extienden por centenas de metros. Se realiza un análisis morfométrico del patrón de las dunas, a partir de imágenes satelitales y softwares de GIS donde se trazaran las crestas de las dunas y se compara con la imagen satelital (Figura 4.3). A partir del análisis se observa una longitud variada de las crestas con un valor promedio de 1322 m, una dirección azimutal promedio de 121° y un espaciamiento promedio de 91 m (Tabla 4.1).

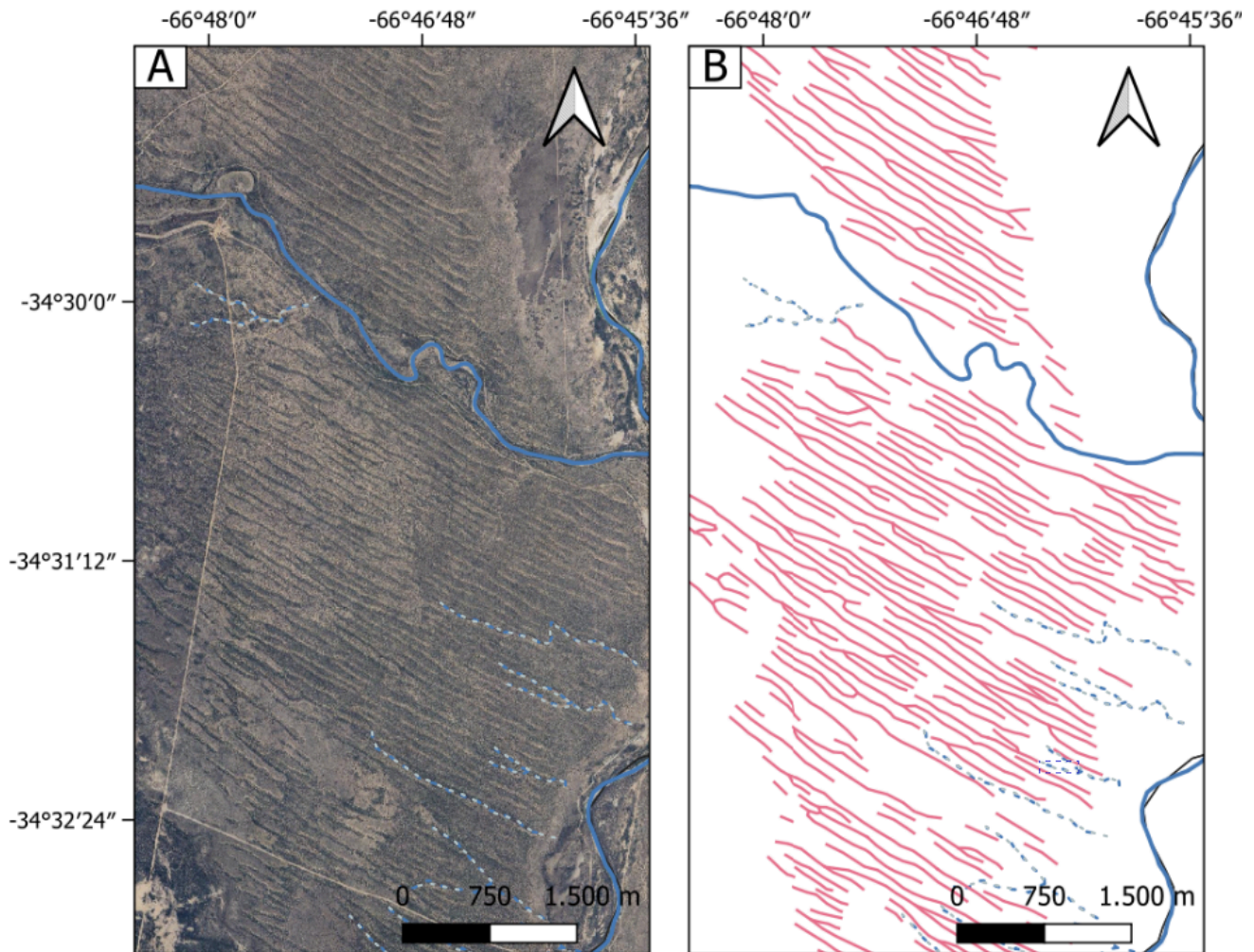


Figura 4.3 Campo de Dunas Lineales A, con cursos fluviales permanentes (línea continua) y paleocauces (línea punteada) en azul y gris. (A): Imagen satelital del Campo de Dunas Lineales A. (B): imagen con las crestas de las dunas trazadas en rosa.

	Longitud Promedio	Longitud Máxima	Longitud Mínima	Espaciamiento Promedio	Orientación Promedio
Campo de Dunas Lineales A	1322 m	3753 m	110 m	91 m	121°
Campo de Dunas Lineales B	823 m	2030 m	338 m	112 m	125°

Tabla 4.1. Mediciones de la morfometría de las dunas del Campo de Dunas Lineales A y B.

En la presente unidad, se llevan a cabo levantamientos topográficos de dunas mediante la utilización de un nivel óptico de modelo TOPCON AT-G3. El objetivo consiste en determinar el espaciamiento entre las crestas, así como el ancho y altura de las dunas con la finalidad de comparar los resultados con las imágenes satelitales y comprender en mayor detalle la morfología de las dunas.

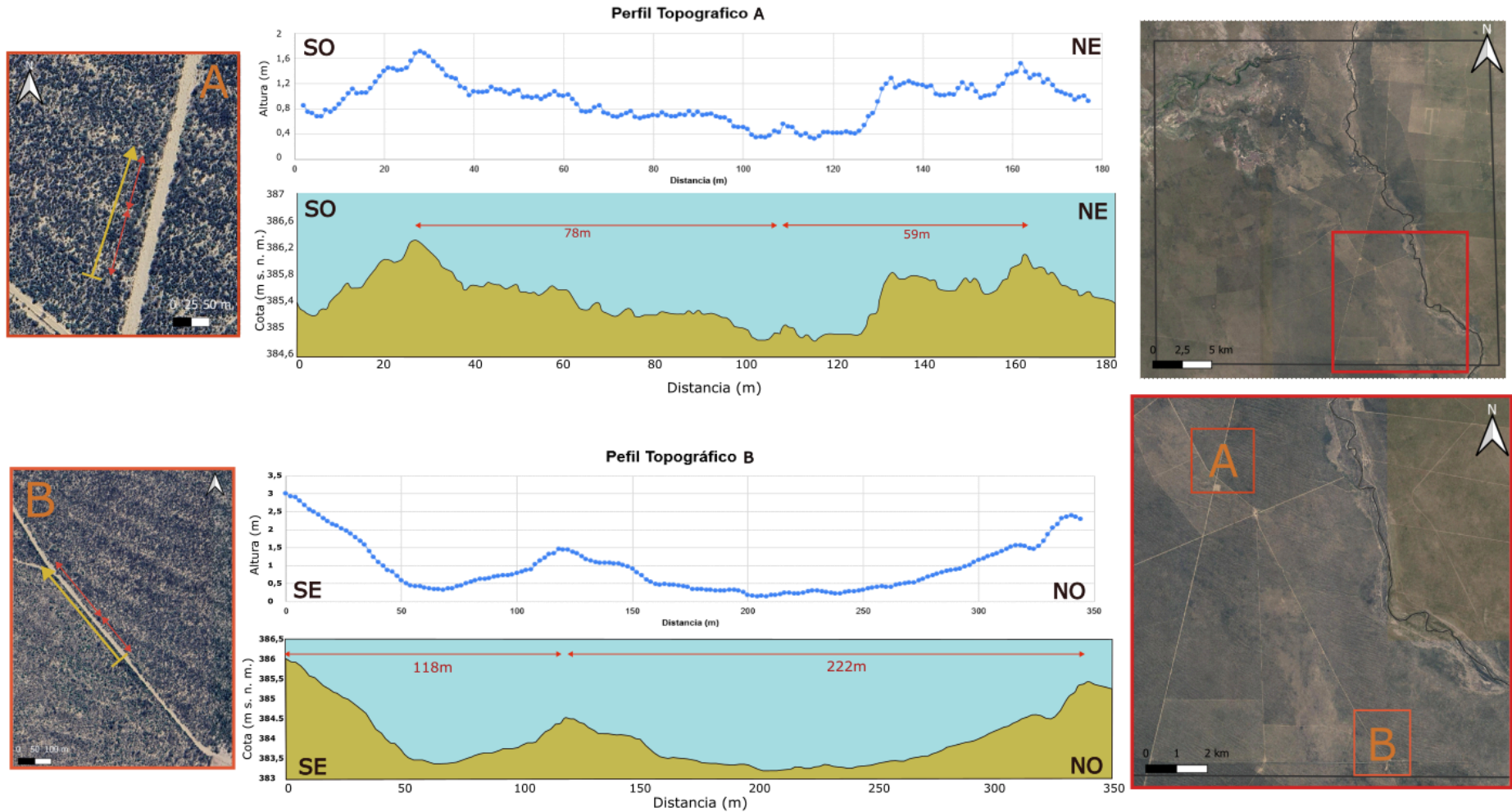
El primer perfil se denomina, Perfil Topográfico A, este se lleva a cabo en dirección noreste en sentido perpendicular a las crestas de las dunas, abarcando una extensión de 180 m. Comprende un total de tres crestas y dos interdunas, como se observa en la figura 4.4. La altura máxima de la duna para este perfil supera los 386,2 msnm siendo las crestas de los extremos las que presentan un mayor desarrollo en altura. Por otro lado, la duna central, visible desde la vista en planta, se eleva apenas unos centímetros por encima de la interduna. El perfil alcanza un valor mínimo de 385 msnm. por lo que la diferencia entre el punto más alto y el mínimo es aproximadamente de 1,2 m. El ancho varía considerablemente y dado que las dunas relevadas en este perfil presentan caras levemente asimétricas, resulta arbitrario definir el límite. Se propone que la primera duna posee un ancho de 34 m, la segunda de 18 m y la tercera de 22 m.

El segundo perfil, se denomina Perfil Topográfico B, y se realiza al sudoeste del área de estudio, en sentido noroeste en dirección oblicua a las dunas, debido a la abundante vegetación (Figura 4.4). Esta transecta incluye tres crestas y dos interdunas. La variación máxima entre la duna e interduna, alcanza los 2,8 m. Además, nuevamente, la duna en el centro es de menor tamaño que las dunas adyacentes. La altura máxima que alcanza el perfil es de 386 msnm y el valor mínimo observado es de 383,2 msnm. Se emplea trigonometría sencilla para calcular la distancia interdunal en sentido perpendicular a las crestas, y se obtiene que la distancia entre la duna ubicada al sudeste y la central es de 89 m mientras que la distancia entre la duna central y la ubicada más al sudoeste es de 48 m. De la misma forma se obtuvo el ancho de la duna central ya que es la única que incluye cresta e interduna, alcanzando un valor de 56 m.

A partir de comparar los perfiles topográficos con las imágenes satelitales, se observa que la resolución de las imágenes satelitales, no es capaz de contemplar la variación que existe en altura entre las crestas e interdunas, y que estas pueden diferir desde algunos centímetros, hasta algunos metros por lo que se espera, sumado a la observaciones de campo, que la altura promedio de las dunas varía entre 1 a 3 metros.

El azimut dominante de las dunas ronda los valores promedios del Campo de Dunas Lineales A de 121° , siendo para el perfil 1, 120° , y para el perfil 2, 117° . Estos valores se aproximan a la dirección predominante del viento en el área (NNO-SSE), como se discute en el apartado 3.1. Esto indica que el régimen del viento que

generó las dunas no sufrió grandes modificaciones o que al menos retornó a condiciones similares, por lo que se puede afirmar que los fenómenos que vuelven al campo inactivo, no se atribuye a una variación en el patrón de los vientos. Ambos perfiles se encuentran a una distancia similar del río Desaguadero y se hallan en los límites de la unidad geomorfológica del Campo de Dunas Lineales A.



4.4. Perfiles topográficos. Las imágenes A y B corresponden a la vista en planta de los perfiles topográficos A y B. Donde la flecha amarilla corresponde a la longitud y dirección de la sección mientras que las flechas rojas son la distancia entre las crestas.

Las dunas se encuentran caracterizadas por una disminución en la acción de los procesos eólicos activos, que determina que las crestas pierdan su perfil agudizado, sus mayores pendientes y los procesos de avalancha de granos, resultando en crestas más redondeadas, fijadas en su posición (Pye y Tsoar, 2009) estas características coinciden con la *fase eluvial* de los campos de dunas propuesta por Smith (1939,1340) cuando la vegetación se vuelve lo suficientemente densa para contener la deflación de las dunas y favorece el desarrollo de suelos sobre estas propia de los campos de dunas inactivos.

Aunque los procesos de transporte y deposición eólicos se encuentran disminuidos, se interpreta que estas geoformas presentan algún tipo de agradación eólica subordinada, considerando las características climáticas del área y que la cobertura de vegetación también permite el entrapamiento de los sedimentos (Pye y Tsoar, 2009).

Esta cobertura vegetal, para la mayor parte de esta unidad, suele ser más densa en la interduna y más escasa en la cresta (Lancaster 1982). Este no es el caso para las dunas ubicadas en la intersección del río Diamante y el río Desaguadero, donde los desbordamientos de los sistemas fluviales cubren el espacio interdental, favoreciendo el desarrollo de la vegetación en las crestas, en comparación con las interdunas (Figura 4.5). La disparidad observada puede atribuirse a dos factores principales: en primer lugar, el incremento en la cantidad de agua podría resultar en el sofocamiento de las plantas, y en segundo lugar, el proceso de precipitación de sales o material arcilloso puede tener un impacto negativo en su crecimiento.

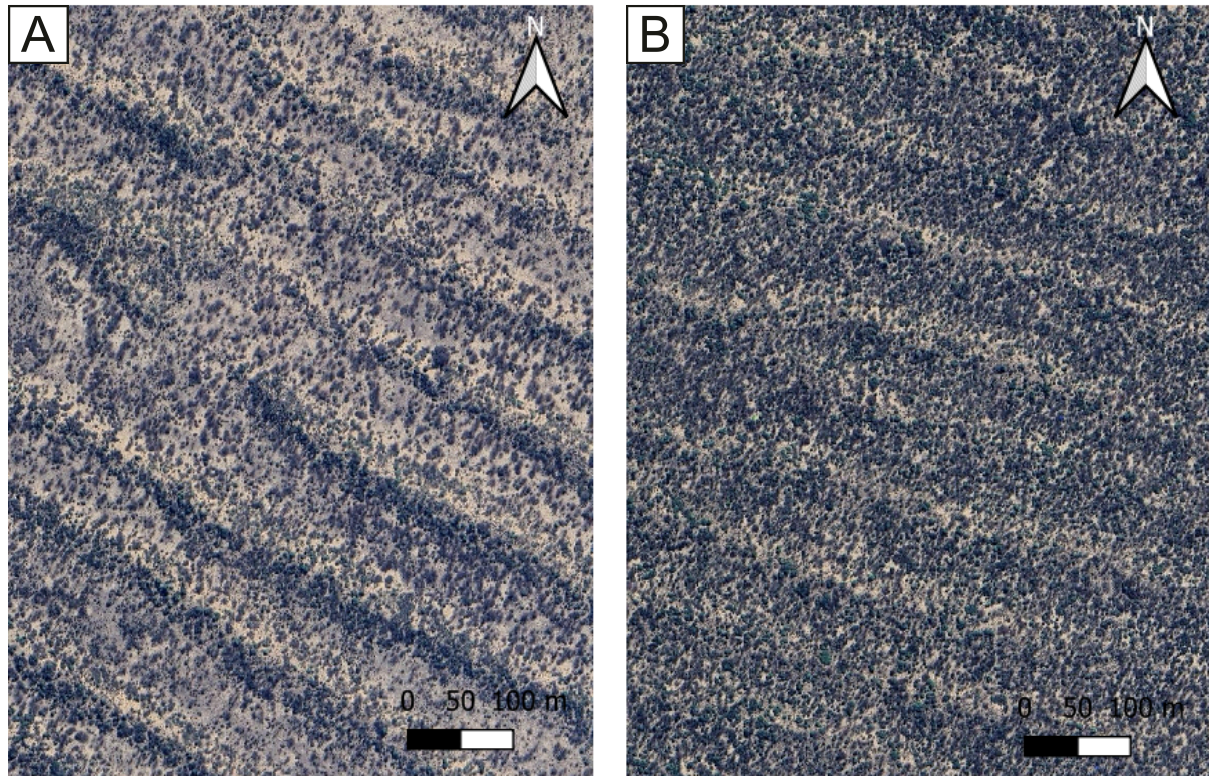


Figura 4.5. Imagen A: Dunas con una vegetación en las crestas más densa que en la interduna, ubicado junto al LITRD. Imagen B: Dunas ubicadas al sur del área de estudio donde las interdunas se encuentran más vegetadas que las crestas. Google Earth, 2022.

Una característica común de las dunas lineales a medida que aumenta la vegetación en estas, es la tendencia a formar redes ramificadas en las que las crestas adyacentes convergen, formando una bifurcación en forma de “Y”, antes de continuar como una única cresta (Thomas 1986) (Figura 4.6). Esta tendencia se desarrolla a lo largo de todo el Campo de Dunas Lineales A y se relaciona con la capacidad de lograr un espaciamiento equilibrado entre las dunas (Thomas 1986).

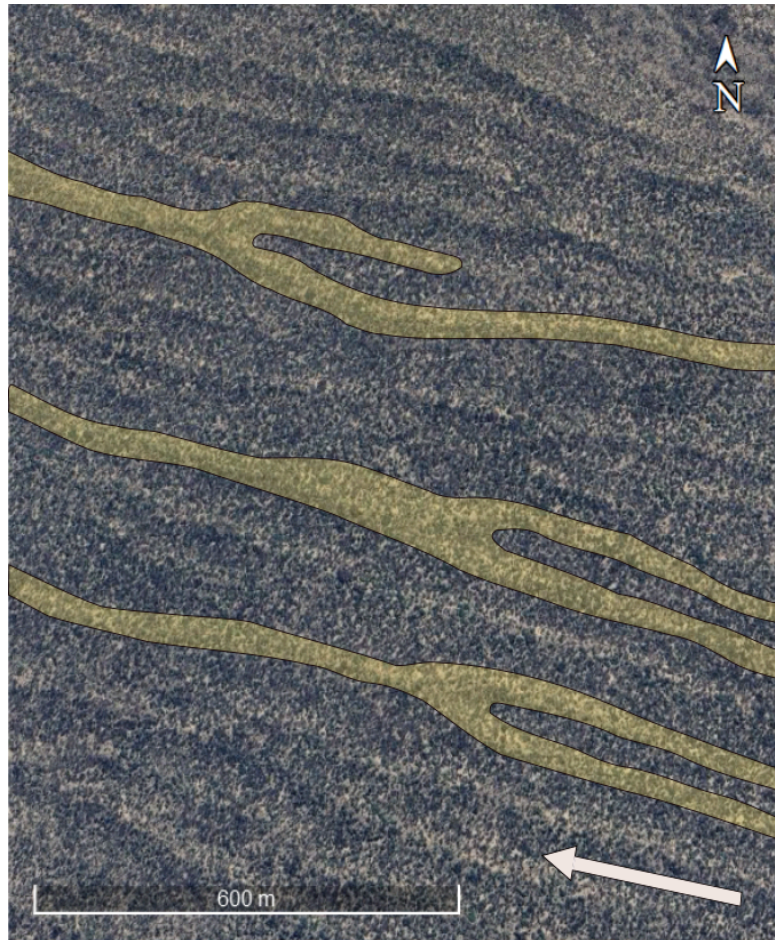


Figura 4.6. Dunas lineales vegetadas donde las ramas convergen hacia una única cresta, adquiriendo una forma de “Y”. La flecha blanca indica la dirección predominante del viento al momento de su desarrollo.

4.3 Campo de Dunas Lineales B

Esta unidad, se caracteriza por presentar dunas lineales según la clasificación de McKee (1979), con una suave sinuosidad. Este campo cubre alrededor de un tercio del área de estudio, abarcando un área de 323 km². Se encuentra delimitado al norte por la unidad identificada como LITRD, y al este por el Campo de Dunas Lineales A. Además, limita levemente al noreste con la unidad de Dunas con Influencia Fluvial.

Las dunas de esta unidad presentan crestas lineales rectas a levemente sinuosas y un espaciamiento más irregular en comparación con el Campo de Dunas Lineales A. Se realizó un análisis morfométrico del patrón de las dunas, a partir de imágenes satelitales y se empleó un software GIS para trazar las crestas de las dunas y compararlas con la imagen satelital (Figura 4.7). A partir de este análisis se

observa una longitud variada de crestas con un valor promedio de 823 m, una dirección azimutal promedio de 125° y un espaciamiento promedio de 112 m (Tabla 4.1).

Estos valores son semejantes con la dirección predominante del viento en el área (NNO-SSE), como se discutió anteriormente. Esto indica que el régimen del viento que generó las dunas no sufrió grandes modificaciones o que al menos retornó a condiciones similares, por lo que se puede afirmar que las condiciones que vuelven al campo inactivo no se atribuyen a una variación en el patrón de los vientos. Cabe destacar que la estación meteorológica donde se toman las mediciones del viento se encuentra a 70 km de distancia del área de estudio. Además, sería relevante considerar que la estabilidad del campo de dunas también podría estar influenciada por otros factores ambientales, como posibles cambios en los niveles de humedad, que podrían jugar un papel significativo en la dinámica del paisaje.

En esta unidad se destaca el considerable aumento en la densidad de la vegetación, la cual, podría estar vinculada con un aumento relativo de la humedad producto de variaciones del clima. Otra explicación se atribuye, a una reducción en la tasa de aporte de arena, posiblemente debido a una disminución en el suministro de esta, o en la disminución de la velocidad del viento (Pye y Tsoar, 2009). Dado que esta unidad se localiza a una distancia considerable de los sistemas fluviales, el aumento en la vegetación podría atribuirse fundamentalmente a la disminución en el aporte de arena. Esta reducción en el aporte sedimentario, junto con una mayor abundancia de vegetación y la lejanía de los sistemas fluviales, confiere a esta unidad una mayor estabilidad en sus dunas volviéndolas inactivas, adquiriendo así, las características distintivas de un campo de dunas en una *fase eluvial* avanzada, que la diferencia de las demás unidades.

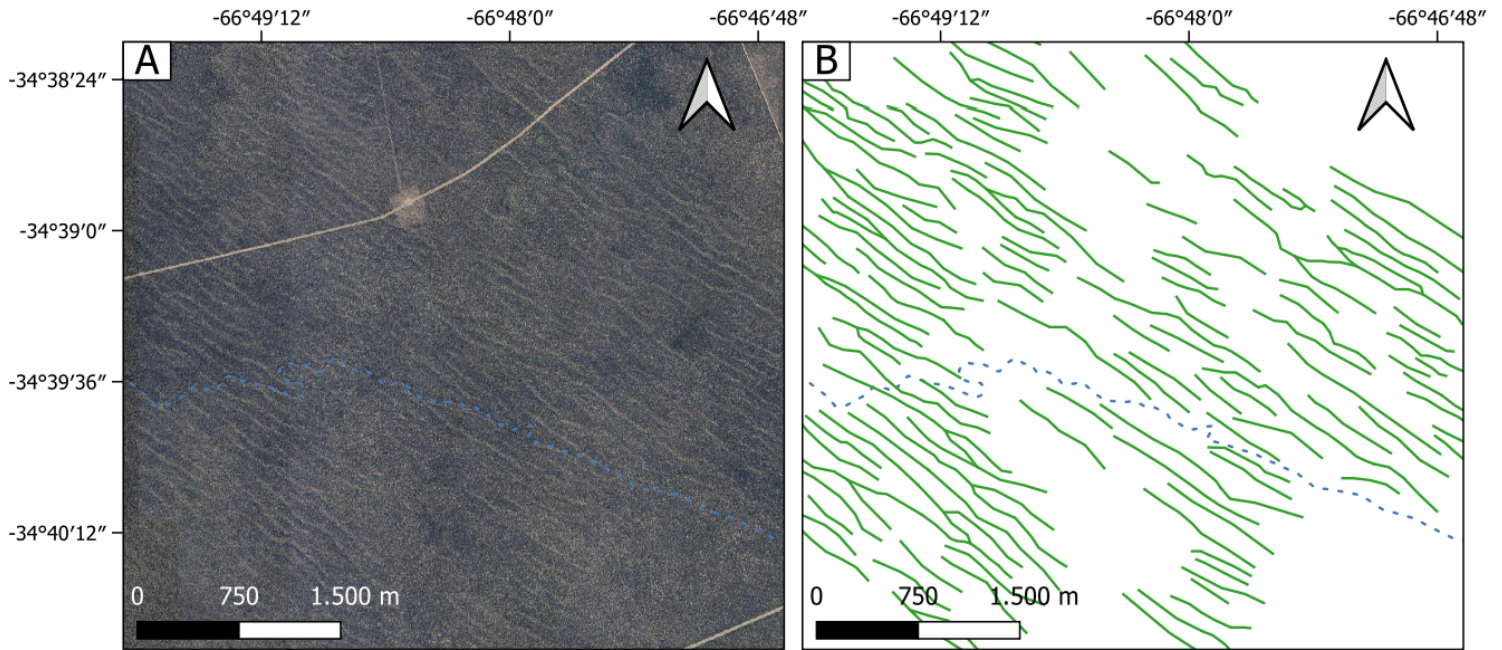


Figura 4.7. A: Imagen satelital del Campo de Dunas Lineales B. B: Cresta de las dunas trazadas en verde. Paleocanal línea punteada azul.

Se observa que la distribución de la cobertura vegetal tiende a concentrarse en el sector de interduna, y a manifestarse de forma levemente más escasa en las crestas (Figura 4.7). Este fenómeno se explica por la tendencia del agua a acumularse y permanecer por un mayor periodo de tiempo en las interdunas, lo que propicia un entorno más favorable para el desarrollo de la vegetación. Además, el espacio ubicado entre las crestas suele estar reparado contra la exposición al sol y el viento, por lo que puede proporcionar una ventaja competitiva para las plantas que crecen allí (Lancaster 1982).

Como sucede en el Campo de Dunas Lineales A, en esta unidad también se interpreta algún grado de agradación a partir de la actividad eólica producto de la condición fija de las dunas. Además, se desarrollan bifurcaciones de las crestas, donde estas no sólo convergen en forma de “Y”, sino que también divergen para adquirir esta misma morfología en sentido inverso (Figura 4.8) (Pye y Tsoar, 2009). También se observa que estos patrones se repiten con mayor frecuencia en esta unidad, por sobre el Campo de Dunas Lineales A.



Figura 4.8. Dunas lineales vegetadas donde las ramas convergen y divergen hacia una única cresta adquiriendo una forma de Y. La flecha blanca indica la dirección predominante del viento al momento de su desarrollo.

4.4 Dunas con Influencia Fluvial

Además de las clásicas dunas que se caracterizan por una superficie libre de vegetación o una escasa cubierta de vegetación, acompañados de caras de avalancha activas, existen acumulaciones eólicas irregulares y asociadas a vegetación. Pye y Tsoar (2009) describen a una duna como una colina o cresta de arena amontonada por el viento. La unidad analizada presenta montículos irregulares de arenas eólicas. Estas dunas se encuentran pobremente limitadas y carecen de una forma definida, la cual se atribuye a la influencia de los procesos fluviales. Estas características son las que las diferencian del resto de dunas del área de estudio. Por esto mismo, se denomina a la unidad como "Dunas con influencia fluvial" debido a su estrecha relación con procesos eólicos y fluviales (Langford, 1989; Trewin, 1993; Sweet, 1999; Veiga y Spalletti, 2007).

Como se ha mencionado anteriormente en este capítulo, las dunas en los campos A y B se caracterizan por ser lineales, con crestas redondeadas y una tendencia simétrica en ambas caras, desarrollándose en sentido paralelo a la dirección principal del viento. A diferencia de los campos A y B, las dunas observadas en esta unidad, se asemejan a parches amorfos donde se acumula la arena. En ocasiones estas dunas presentan indicios de tendencias lineales. En esos casos, las dunas tienden a presentar una longitud corta y/o un aglomeramiento de las mismas, que no permiten distinguir entre el tren de las crestas y las interdunas (Figura 4.9).

Estas dunas se encuentran estrechamente relacionadas con el LITRD. Este es el responsable de transportar el material sedimentario que luego es retrabajado por la acción eólica, logrando el desarrollo de estas incipientes dunas. Producto de las recurrentes inundaciones que se generan en este lóbulo terminal, las dunas son consistentemente erosionadas por la acción fluvial (Lorenzo, 2019).

Producto de los periodos de crecidas, el agua invade las zonas deprimidas entre las dunas. A medida que el agua se infiltra o evapora genera la precipitación de sales, que se acumulan como costras blanquecinas en las interdunas, como se observa en la figura 4.9. Esta acumulación genera condiciones adversas para el desarrollo de la vegetación en donde, a pesar de presentar una mejor disponibilidad de humedad, las condiciones dificultan la absorción del agua y los nutrientes por parte de las raíces (Posada et al., 2000). Estos rasgos son similares a las observadas en otras áreas del campo, donde coincide con una menor vegetación.

Por otro lado, es relevante destacar que las dunas en cuestión se encuentran cubiertas por vegetación en sus crestas, que las fija en su posición actual. La presencia de esta cobertura vegetal indica que estas geoformas no se encuentran activas, por ende, carecen de la capacidad de migrar o evolucionar a otro tipo de dunas.

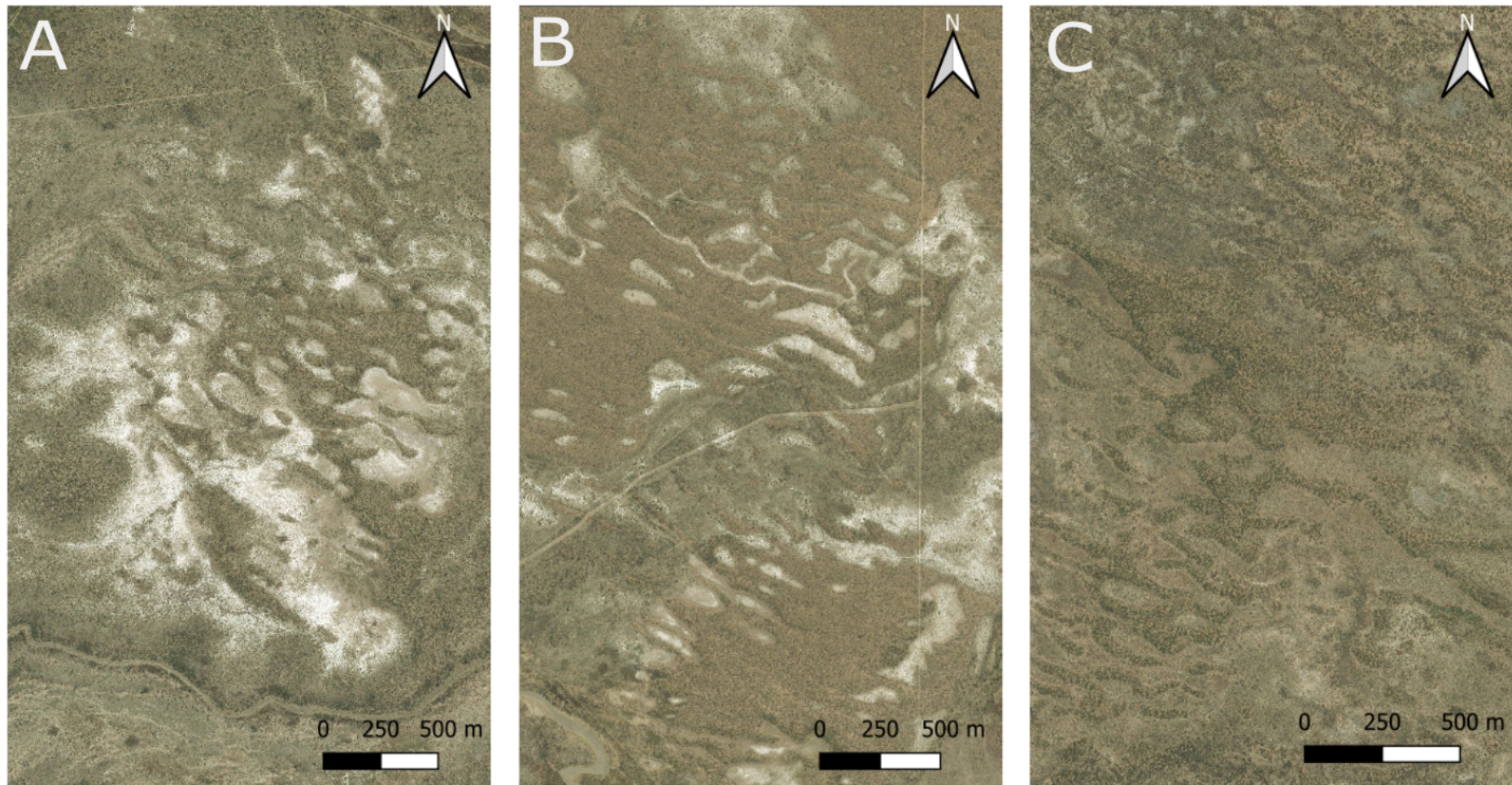


Figura 4.9. Distintos casos de la unidad geomorfológica Dunas con Influencia Fluvial. A: Parche de dunas amorfo vegetado en las crestas y cubierto por una costra salina en la interduna. B: Parche de dunas vegetados con una tendencia lineal cubierta por una costra salina en las periferias. C: Parches de dunas aislados, vegetados y asimétricos a levemente linealizados.

4.5 Pendiente Periférica al Cerro Los Cerrillos

Esta unidad se caracteriza por la presencia de un manto sedimentario vegetado, situado al este del área de estudio abarcando un área de 195 km². No presenta rasgos geomorfológicos distintivos como geoformas eólicas o fluviales. Limita a lo largo de la PIRD y por momentos con el Campo de Dunas Lineales A.

Este depósito se compone de material sedimentario que se vincula con procesos de erosión y meteorización que afectan a la Sierra los Cerrillos (Figura 2.1). Este material es transportado de forma gravitacional, pendiente abajo para luego ser retrabajado por la actividad fluvial y eólica depositando el material de este origen sobre la superficie de esta unidad (Blikra y Nemec, 1998). Además, es importante señalar que estos depósitos pueden ser el resultado de la erosión *insitu* de rocas subyacentes a la cubierta cuaternaria. Esto se evidencia a partir de los estudios pedogenéticos previamente descritos que clasifican el suelo de esta unidad como, *torriorientes* asociados a procesos erosivos y climas áridos a semiáridos. Asimismo, dada la influencia significativa de los vientos en la región, es de esperar que este material experimente un proceso de transporte y retrabajo eólico.

En las zonas periféricas de esta unidad, se evidencia una escarpa erosional de una relativa baja inclinación (1.6°) que se encuentra mayormente vegetada. Dentro de esta se observa una serie de cárcavas, como se ilustra en la figura 4.10. Estas cárcavas son el resultado de una variación pronunciada en la pendiente, la cual genera la erosión de la superficie rocosa vinculada al escurrimiento de aguas (Hernandez, 1995; Gutiérrez et al., 2011). Conforme avanzan, estas cárcavas tienden a conectarse entre sí y adquieren mayor grado de desarrollo. Este fenómeno se manifiesta de manera particular cuando la unidad, limita con la planicie aluvial del río Desaguadero, de una mayor profundidad, generando así una mayor grado en la pendiente, que favorece el desarrollo de estos rasgos. Por el contrario hacia el sur al limitar con el Campo de Dunas Lineales A, los límites de esta escarpa se tornan difíciles de identificar.

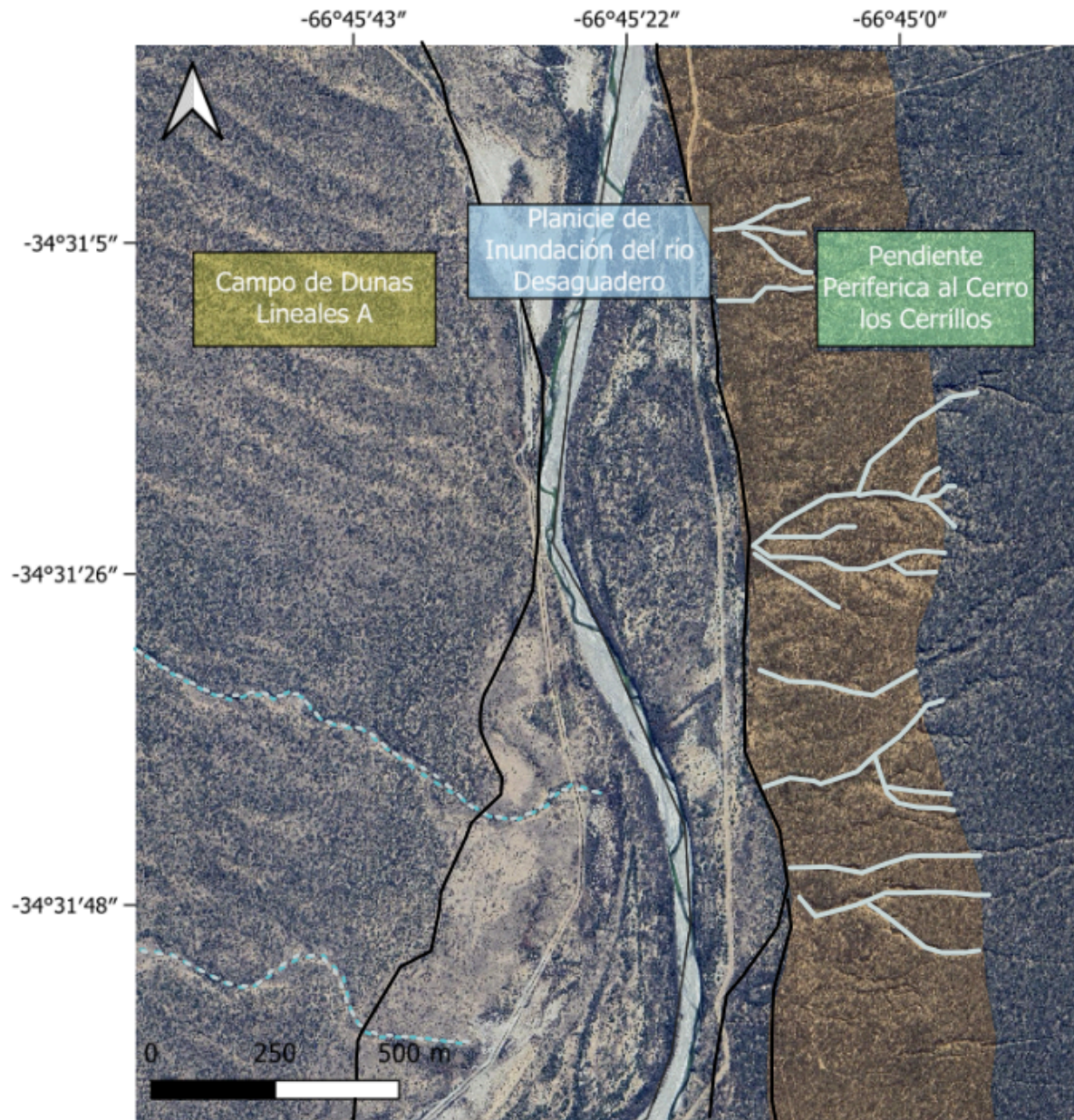


Figura 4.10. Límites de distintas unidades geomorfológicas del área. En las líneas punteadas celeste y gris se identifican los paleocauces. Las líneas blancas continuas indican las cárcavas presentes en la escarpa erosiva delimitada por el polígono anaranjado.

4.6 Planicie de Inundación del río Desaguadero

El río Desaguadero es un río ubicado al oeste de Argentina, posee una longitud aproximada de 1500 km y adquiere diferentes nombres a lo largo de su extensión. Nace en la Cordillera de los Andes, en un sentido norte-sur y recibe el aporte de varios afluentes a lo largo de su extensión, como el río Diamante.

Esta unidad geomorfológica se ubica en el sector occidental del área de estudio y se encuentra atravesada por el curso del río Desaguadero que actúa como el principal agente en la dinámica del sistema. La unidad se extiende por un área topográficamente plana que evidencia un rejuvenecimiento del sistema. Estas evidencias se observan a partir de variaciones climáticas que tienden a virar de condiciones más húmedas hacia más áridas hacia finales del Holoceno medio (Mehl et al., 2022).

El cauce del río Desaguadero se ve disminuido durante los meses posteriores al verano como en el caso de la figura 4.11, además de que se ve afectado por la actividad antrópica que utiliza el agua para la agricultura y la generación de energía eléctrica. La planicie aluvial de este río se ve sujeta a inundaciones, consecuente de eventos pluviales intensos o prolongados, que exceden la capacidad de transporte y carga del río, resultando en el desbordamiento sobre la planicie adyacente.

El río Desaguadero presenta un caudal reducido durante el relevamiento de campo y en relación a los sedimentos transportados, dominan los clastos de granulometría fina entre fango y arena con un contenido significativo de materia orgánica. El régimen hidrológico del río es de carácter permanente, aumentando su caudal durante los meses de primavera y verano como se discute en el apartado de hidrología. Además, este río exhibe un hábito meandriforme típico de áreas con pendientes que oscilan entre moderadas y bajas. La planicie varía su ancho a lo largo del río llegando a alcanzar valores máximos de hasta 200 m y valores mínimos de 25 m.



Figura 4.11. Cauce del río Desaguadero.

4.7 Lóbulo de Inundación Terminal del río Diamante.

El área de estudio se ubica en la desembocadura del río Diamante en el río Desaguadero. El río Diamante escurre de oeste a este para encontrarse con un mínimo topográfico regional, donde se produce una pérdida de potencia que deriva en el desarrollo de un lóbulo terminal. Este manto posee una área de 98,4 km² y se encuentra estrechamente vinculado con el desarrollo de las Dunas con Influencia Fluvial. Limita al sur con el Campo de Dunas Lineales B y en menor medida con el Campo de Dunas Lineales A hacia el este.

El lóbulo de inundación terminal se encuentra modelado por la interacción de los procesos fluviales y eólicos. Internamente, el lóbulo se encuentra constituido por una serie de lóbulos de menor jerarquía, con numerosos canales fluviales abandonados y protodunas de diferentes morfologías actualmente inactivas.

Esta unidad de paisaje se asemeja a los lóbulos de explayamiento descritos por Smith et al., (1989) donde reconoce tres fases distintas en la evolución de los lóbulos de explayamiento. En la fase I, estos lóbulos presentan un tamaño relativamente reducido y se ven cruzados por canales distributarios inestables. Esta fase puede evolucionar hacia un sistema más complejo, caracterizado por patrones de canales anastomosados que denomina como la fase II. En esta etapa, los canales muestran una estabilidad reducida y ejercen una erosión local en los sedimentos subyacentes, que suelen ser de grano fino o ricos en materia orgánica. La fase III se caracteriza por canales anastomosados con una baja densidad y un estado de estabilización avanzado, lo que da lugar a la formación de cuerpos de arena aislados que quedan encajados. Finalmente, este proceso puede culminar en una avulsión completa del canal (Pérez-Arlucea y Smith 1999, van Toorenenburg et al., 2018; Valenza et al., 2022). Dentro de esta unidad se observan diversos lóbulos con diferentes tamaños y características que pertenecen a las distintas fases planteadas por Smith et al., (1989) como se observa en la figura 4.12.

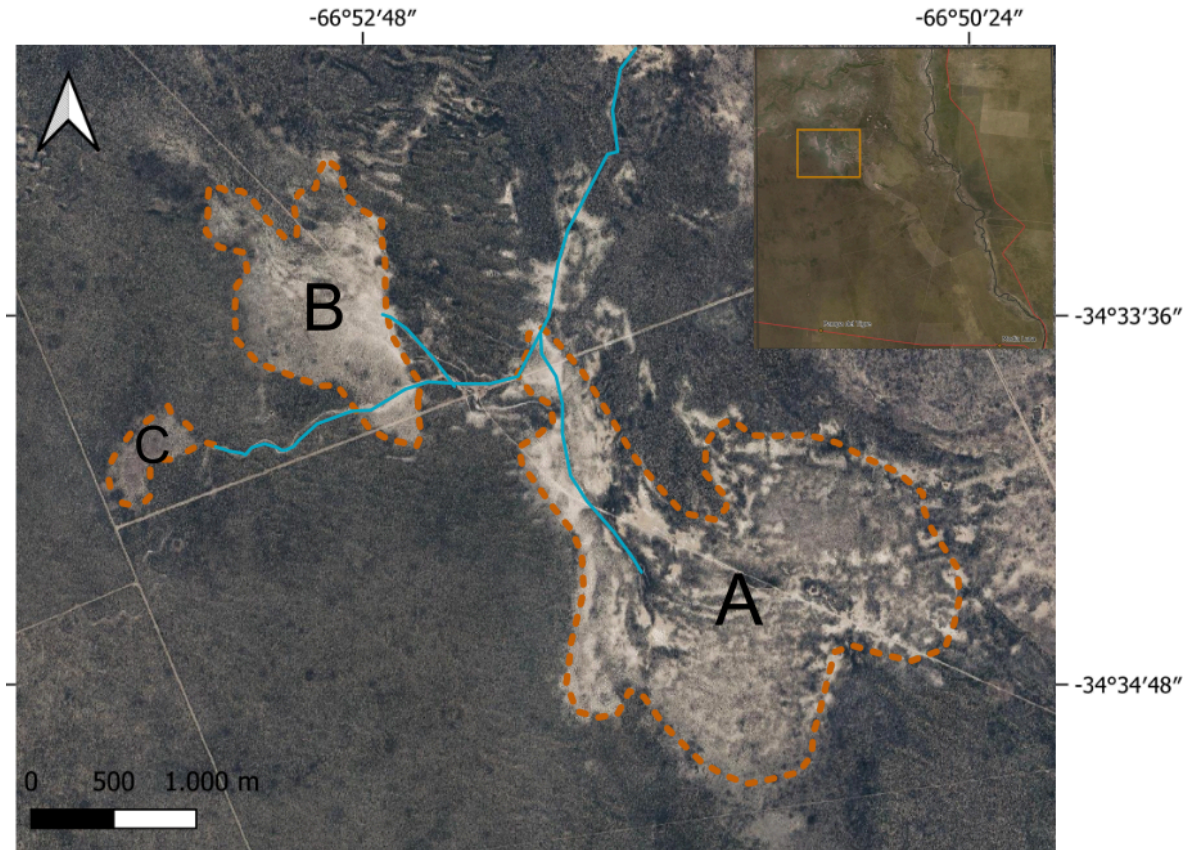


Figura 4.12. Lóbulos de explayamiento avulsionados de diferentes escalas y fases limitados por línea punteada naranja y canal abandonado celeste. A: Lóbulo de fase III según la clasificación de Smith et al., (1989) de carácter estable con canales soterrados que dan forma a un cuerpo de arena aislado. B: Lóbulos de fase I, según la clasificación de Smith et al., (1989) de tamaño relativamente reducido atravesado por diversos canales distributarios. C: Lóbulo de pequeña escala de fase I, según la clasificación de Smith et al., (1989).

La dinámica cambiante, propia de los sistemas fluviales construye una serie de canales abandonados que atraviesan la unidad, sumada a los desbordamientos que generan el estancamiento, seguido de la evaporación del agua. Como consecuencia, esto produce la acumulación de precipitados de sales sobre la superficie, que inhibe el crecimiento vegetal en la zona. Dada las bajas precipitaciones de la región en los últimos años y el uso del agua del río Diamante para fines agropecuarios, discutidos en detalle en el capítulo 3, el caudal del río Diamante se vio fuertemente reducido, por lo que la influencia fluvial de esta unidad se vio perjudicada. En la actualidad este río no presenta un curso de agua activo.

Por otro lado, la influencia eólica da lugar a la removilización de los sedimentos transportados por los cursos fluviales, que conduce a la formación de

las dunas pertenecientes a la unidad geomorfológica Dunas con Influencia Fluvial, como de otras protodunas aisladas, actualmente fijas y vegetadas. Estas geoformas carecen de una forma definida y exhiben una notable variabilidad en términos de tamaño y disposición. Cabe destacar que los desbordes del río sobre el lóbulo, además de transportar el material que se incorpora a las dunas por el retrabajo eólico, favorece en la erosión de estas dunas (Lorenzo, 2019).

5 Sedimentología

En este capítulo se tiene como propósito estudiar en detalle la sedimentología del área de investigación, con el objetivo de comprender la interacción entre los procesos eólicos y fluviales a partir de los sedimentos. Con este fin, se llevó a cabo una transecta, previamente planificada, a lo largo de los caminos existentes en la Estancia Media Luna (Figura 5.1). En este trayecto, se efectuaron un total de trece muestreos con barreno, con el objetivo de obtener muestras representativas de las diferentes unidades geomorfológicas del área de estudio, para así entender los procesos dinámicos que dieron forma a estas geoformas. Cabe destacar, que debido a la densa vegetación de Monte los sectores posibles para muestrear fueron a lo largo de caminos existentes, sectores cercanos a ellos, o bien en áreas con menor cobertura vegetal.

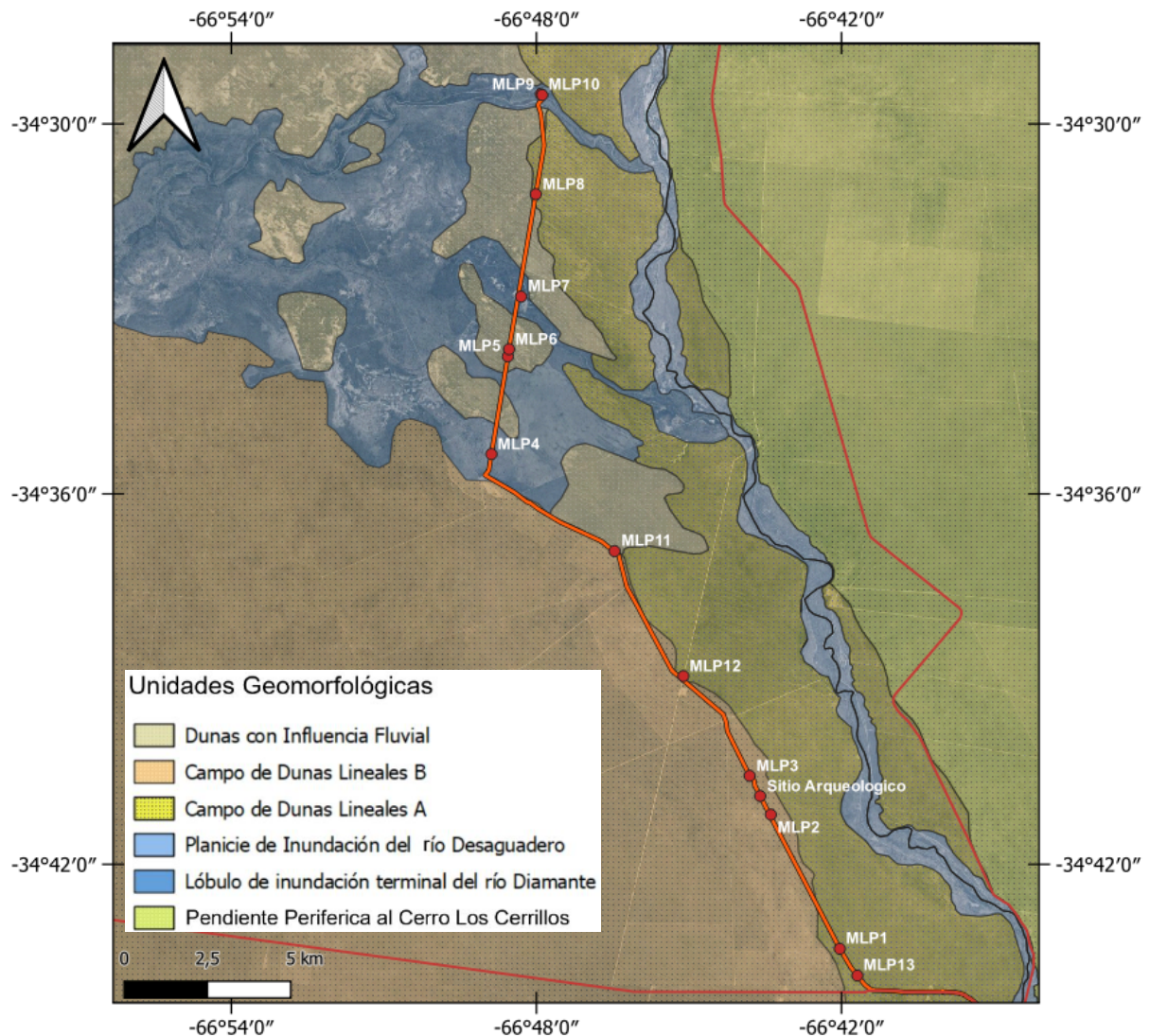


Figura 5.1. Transecta recorrida en la estancia Media Luna donde se observan las 13 paradas en las que se realizaron muestreos y donde se hallaron registros arqueológicos. Además, se observa su ubicación con respecto a las diferentes unidades geomorfológicas. En gris, las Dunas con Influencia Fluvial, en azul oscuro el LITRD, en azul claro la PIRD, en verde la unidad PPCLC, en amarillo el Campo de Dunas Lineales A y en naranja el Campo de Dunas Lineales B.

5.1 Análisis de muestras de mano

Conforme a los límites de las unidades geomorfológicas las paradas MLP 1, 8, 12 y 13 se realizaron en el Campo de Dunas Lineales A y las paradas MLP 2, 3 y 11 se tomaron en el Campo de Dunas Lineales B. Los muestreos en MLP 5 y 6 se

realizaron en la unidad de Dunas con Influencia Fluvial y las paradas MLP4, 7, 9 y 10 se desarrollaron en la unidad LITRD. Cabe destacar que a pesar de no haber tomado muestras se descendió a la planicie aluvial del río Desaguadero y se describió en detalle el paisaje circundante, el lecho y los sedimentos. Se describen a continuación las particularidades, y las características generales de los sedimentos; en otro apartado se incluye la granulometría detallada de las muestras con resultados analíticos.

Parada MLP1

Se ingresa al área de estudio por el sureste y se realiza la primera parada ($-34^{\circ} 43' 21.6''$ $-66^{\circ} 42' 02.2''$) con el objetivo de analizar el patrón de dunas próximas al río Desaguadero pertenecientes a la Unidad Campo de Dunas Lineales A (Figura 5.2). Se tomaron un total de seis muestras con un barreno que permite obtener un registro sedimentario a distintas profundidades (Tabla 5.1). Para ello, se ingresó aproximadamente 5 m al interior del monte, donde se barrenaron dos sectores, interduna y cresta de duna tomando tres muestras en cada sector.

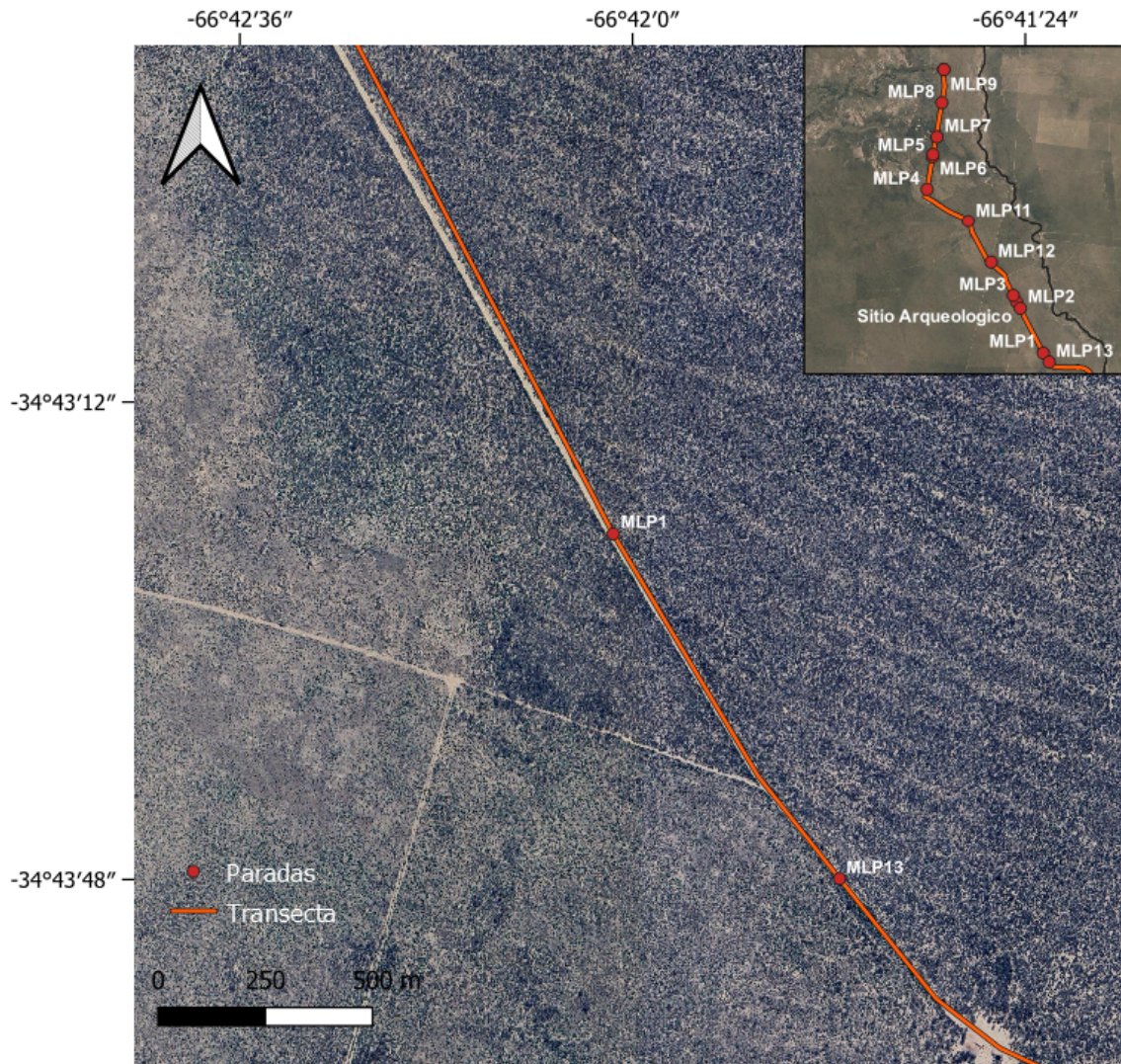


Figura 5.2 Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP1 y MLP13.

Sector de Interdunas

Las tres muestras obtenidas (MLP1-1,2,3) se realizan desde un intervalo de -25 a -78 cm. Texturalmente se componen de arena muy fina limosa pobremente seleccionadas y coinciden en un color marrón (7,5 YR 5/4).

Sector de Cresta

Las muestras MLP1-4,5,6 se toman en la cima de la cresta de una duna en un intervalo que comprende la profundidad de -42 a -105 cm. Se compone de arena muy fina, moderadamente seleccionada y todas coinciden en color marrón (7,5 YR 4/4) pero con una tonalidad diferente para la muestra MLP-5 (7,5 YR 5/4).

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP1-1	-25 a -32	391 msnm	-34° 43' 21.6" -66° 42' 02.2"	7,5 YR 5/4 (brown)	fina muy fina limosa
MLP1-2	-40 a -45			7,5 YR 5/4 (brown)	fina muy fina limosa
MLP1-3	-74 a -78			7,5 YR 5/4 (brown)	fina muy fina limosa
MLP1-4	-42 a -52			7,5 YR 4/4 (brown)	fina muy fina
MLP1-5	-65 a -75			7,5 YR 5/4 (brown)	fina muy fina
MLP1-6	-94 a -105			7,5 YR 4/4 (brown)	fina muy fina

Tabla 5.1 Muestras de la parada MLP1. Las muestras resaltadas en naranja fueron seleccionadas para ser analizadas en el sedígrafo laser.

Parada MLP2

Se prosigue con la transecta en sentido noroeste hasta alcanzar una zona en donde se evidencia una variación en la cobertura vegetal (-34° 41' 11.6" -66° 43' 23.2"). En esta área, aumenta la concentración de pastizales y se reducen los arbustos y árboles, generando un ambiente más despejado. Se observa que deja de haber dunas para dar paso a un área más plana (Figura 5.3). En función de las observaciones de campo y de imágenes satelitales, se interpreta este sector como un bañado o zona deprimida propensa a la acumulación de aguas durante los episodios de lluvias.

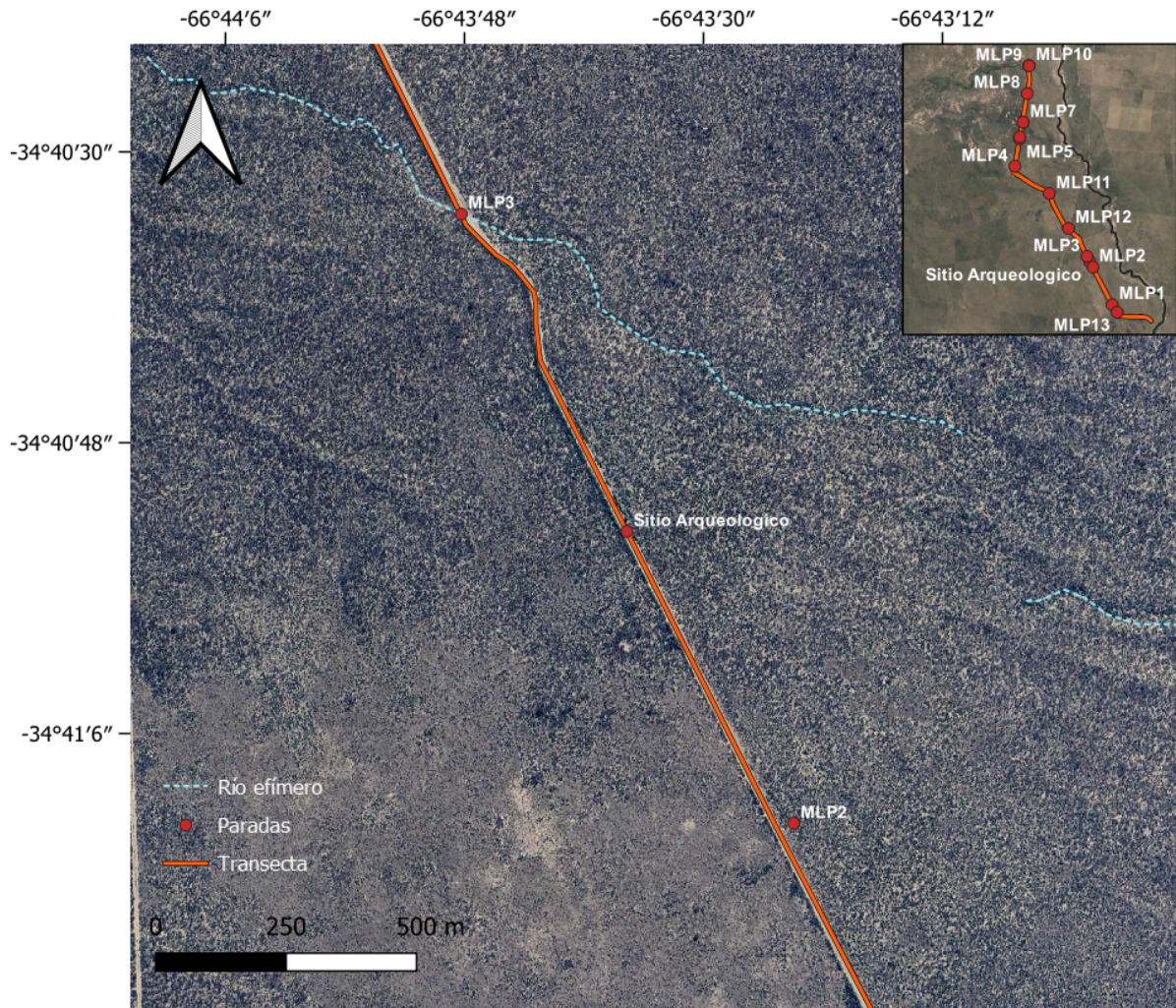


Figura 5.3. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP2 y MLP3.

Se toman un total de 4 muestras con el barreno (Tabla 5.2), en la cual se descartan dos barrenadas antes de guardar la muestra siguiente, con el objetivo de alcanzar los niveles más profundos. La muestra más superficial (MLP2-1) se toma desde -10 a -15 cm, se compone de arena muy fina a limosa pobremente seleccionada y presenta un color marrón (7,5 YR 5/3). Por otro lado, las tres muestras siguientes se tomaron a una profundidad que se extiende de -28 a -89cm, presentan un color marrón rojizo (5 YR 4/4) y un tamaño de grano limo arcilloso a arcillo limoso.

Se observa una variación granulométrica entre la muestra superior y las que le siguen en profundidad. Esto es consistente con una zona deprimida en donde tiende a acumularse agua en los periodos más húmedos que permite la acumulación de un material limo arcilloso que pueden sufrir procesos de oxidación

adquiriendo un color rojizo (Blanes y Giménez 2006) para luego dar paso a un clima más seco que evapora el nivel del agua en la superficie favoreciendo el retrabajo eólico y la acumulación de arena muy fina en los niveles superiores. Además, es consistente con el desarrollo de la vegetación donde dominan los pastizales y no abundan los árboles (Figura 5.4).



Figura 5.4. Planicie deprimida en la parada MLP2. La vegetación se encuentra dominada por pastizales y arbustos aislados.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP2-1	-10 a -15	385 msnm	-34° 41' 11.6" -66° 43' 23.2"	7,5 YR 5/3 (brown)	arena muy fina a limosa
MLP2-2	-28 a -38			5 YR 4/4 (reddish brown)	limo arcilloso
MLP2-3	-47 a -60			5 YR 4/4 (reddish brown)	arcillo limoso
MLP2-4	-78 a 89			5 YR 4/4 (reddish brown)	arcillo limoso

Tabla 5.2 Muestras de la parada MLP2. Las muestras resaltadas en naranja fueron seleccionadas para ser analizadas en el sedígrafo láser.

Parada MLP3

Como próximo punto de muestreo se realiza una parada a 1300 m de MLP2, en un canal abandonado de 10 m de ancho. Este, corta el camino en sentido noreste-sudoeste ($-34^{\circ} 40' 33.5''$ $-66^{\circ} 43' 48.2''$) y posee una profundidad estimada de 1,5 m (Figura 5.3). La vegetación se encuentra considerablemente espaciada lo que permitió el paso por el canal. Se avanzó un total de 10 metros desde el camino principal y se tomaron un total de cuatro muestras (Tabla 5.3).

La muestra más próxima a la superficie (MLP3-1) presenta una textura limo arenosa de un color marrón (7,5 YR 5/3). El muestreo se extiende desde una profundidad de -28 a -39 cm. Le sigue la muestra MLP3-2 que presenta un leve aumento en el contenido de arena fina con una predominancia del material fangoso. Posee un color marrón (7,5 YR 5/3) y una profundidad que se extiende desde -51 a -63 cm. Le siguen las muestras MLP3-3 y MLP3-4 con características muy similares. Presentan un color marrón rojizo (5 YR 4/3), sedimentos de tamaño arena fina a arcillosa y se obtienen del intervalo comprendido entre -96 a -124 cm. Se destaca a esta profundidad la presencia de nódulos de cristales de yeso de 2 a 3 cm en su eje mayor.

En esta parada se observa el dominio de las condiciones fluviales asociadas a un régimen de flujo de baja energía que tiende a experimentar períodos frecuentes de desecación. Este fenómeno es el responsable del transporte del material fangoso presente en el lecho fluvial. Otra evidencia de los periodos de desecación que sufre el canal, se observa en los nódulos de yeso. Estos son el resultado de la precipitación de sales vinculado a la evaporación e infiltración del agua. La dimensión de dichos nódulos varían entre 2 a 3 cm, lo que sugiere una repetición sistemática de este proceso de precipitación y crecimiento.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP3-1	-28 a -39	382 msnm	$-34^{\circ} 40' 33.5''$ $-66^{\circ} 43' 48.2''$	7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina a muy fina
MLP3-2	-51 a -63			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina a limosa
MLP3-3	-96 a -107			5 YR 4/3 (reddish brown)	Arena fina a arcillosa
MLP3-4	-114 a 124			5 YR 4/3 (reddish brown)	Arena fina a arcillosa

Tabla 5.3 Muestras de la parada MLP3. Las muestras resaltadas en naranja fueron seleccionadas para ser analizadas en el sedígrafo láser.

Parada MLP4

El próximo punto de interés se toma en lo que corresponde a la unidad de LITRD ($-34^{\circ} 35' 21''$ $-66^{\circ} 48' 53''$). Se realiza el muestreo en una zona de menor cobertura vegetal, identificada a través de imágenes satelitales, asociada a la actividad fluvial del río Diamante (Figura 5.5). La topografía de esta área es relativamente plana, y se toman un total de cuatro muestras (Tabla 5.4). A partir de las observaciones de campo y con un mayor grado de detalle en las imágenes satelitales se aprecia una serie de rasgos lineales que se atribuyen a canales fluviales de pequeña escala, a la cría de ganado vacuno o a la combinación de estas (Figura 5.6).

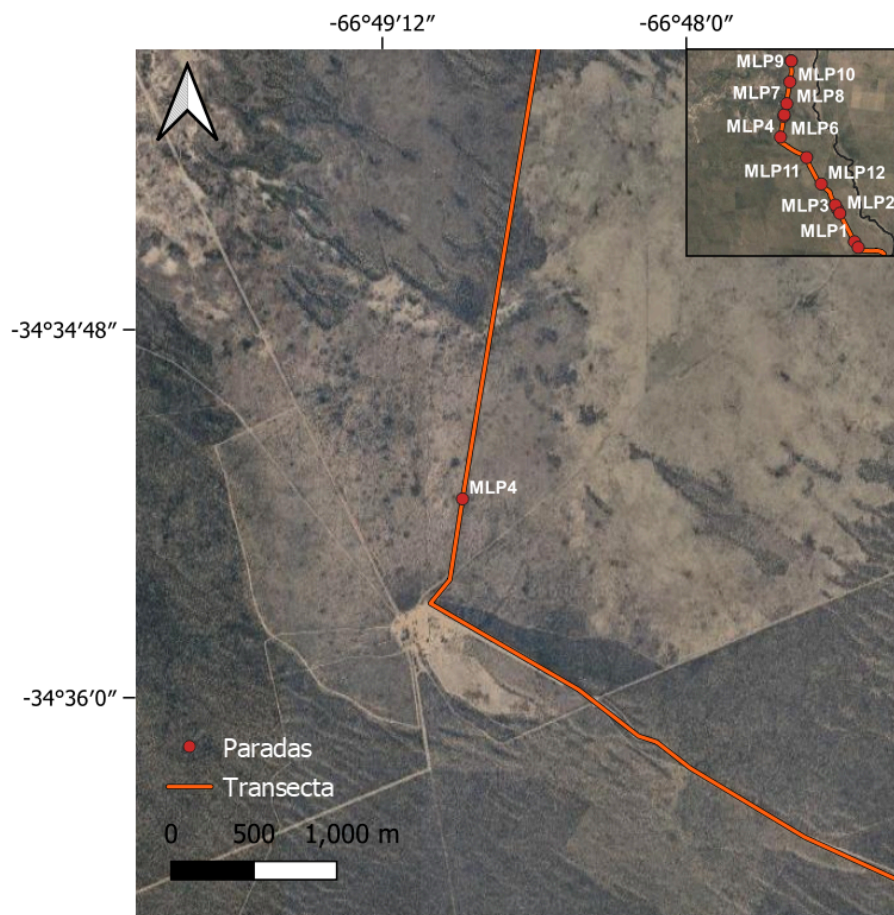


Figura 5.5. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP4 y como cambia el paisaje en sus alrededores

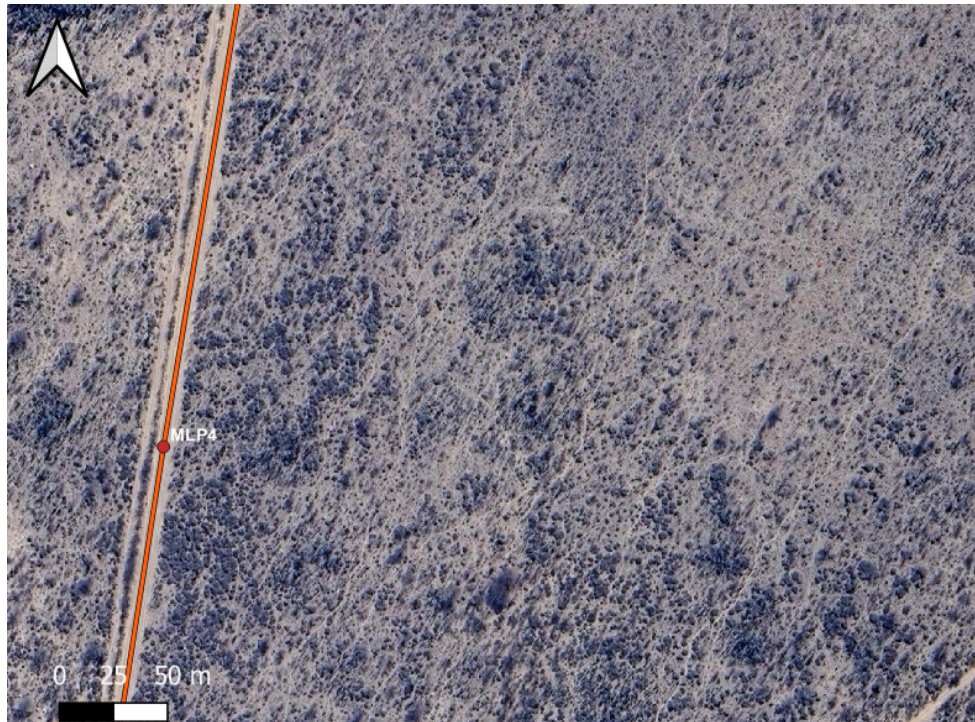


Figura 5.6. Parada MLP4 donde se aprecian canales de pequeña escala que se pueden observar con un mayor grado de detalle.

La muestra más superficial (MLP4-1) presenta una textura de arena fina a limosa y un color marrón rojizo (5 YR 4/3). El muestreo se extiende desde una profundidad de -20 a -32 cm. Le siguen las muestras MLP4-2 y MLP4-3 que abarcan una profundidad desde -44 a -85 cm, están compuestas de limo y arcilla mayormente con una baja fracción de arena. Ambas poseen un color marrón rojizo (5 YR 4/4). La muestra de mayor profundidad se extiende desde -96 a 108 cm, posee un color marrón rojizo (5 YR 4/3) y una textura tamaño arena fina a limosa.

La evaluación del tamaño de grano y la vegetación circundante permite inferir una transición en la dinámica del sistema. La muestra MLP4-4, caracterizada por niveles inferiores de arena fina a limosa, es sucedida por a las muestras MLP4-2 y MLP4-3, que presentan una textura limo arcillosa, para luego experimentar un aumento nuevamente hacia arena fina a limosa en la muestra MLP4-1. Este patrón refleja una alternancia entre procesos eólicos y fluviales. Dada la ubicación de las muestras en el sector distal del lóbulo terminal, se espera una influencia fluvial más atenuada en comparación con las áreas cercanas.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP4-1	-20 a -32	371 msnm	-34° 35' 21" -66° 48' 53"	5 YR 4/3 (reddish brown)	Arena fina a limosa
MLP4-2	-44 a -54			5 YR 4/4 (reddish brown)	Limo arcillosa
MLP4-3	-74 a -85			5 YR 4/4 (reddish brown)	Limo arcillosa
MLP4-4	-96 a -108			5 YR 4/3 (reddish brown)	Arena fina a limosa

Tabla 5.4. Muestras de la parada MLP4. Las muestras resaltadas en naranja fueron seleccionadas para ser analizadas en el sedígrafo láser.

Parada MLP5

Se continúa avanzando por la transecta planificada hasta alcanzar una serie de dunas pertenecientes a la unidad Dunas con Influencia Fluvial (-34° 33' 45" -66° 48' 33") donde se realizan seis muestreos al costado del camino empleando un barreno (Figura 5.7). Tres de estas muestras se efectuaron en la cresta y las otras tres en la interduna.

Sector de Cresta

Las muestras MLP5-1,2,3 se realizan en la cima de la cresta de una duna con un intervalo muestreado que se extiende de -20 a -102 cm (Tabla 5.5). El color de las muestras se repite en la misma tonalidad de marrón (7,5 YR 5/3) y en el tamaño de grano, de arena muy fina a limosa.

Sector de Interdunas

Las tres muestras se obtienen de la interduna a una profundidad que se extiende de -25 a -103 cm (Tabla 5.5). Todas las muestras presentan un color marrón (7,5 YR 5/3) y una textura de arena muy fina a limosa.

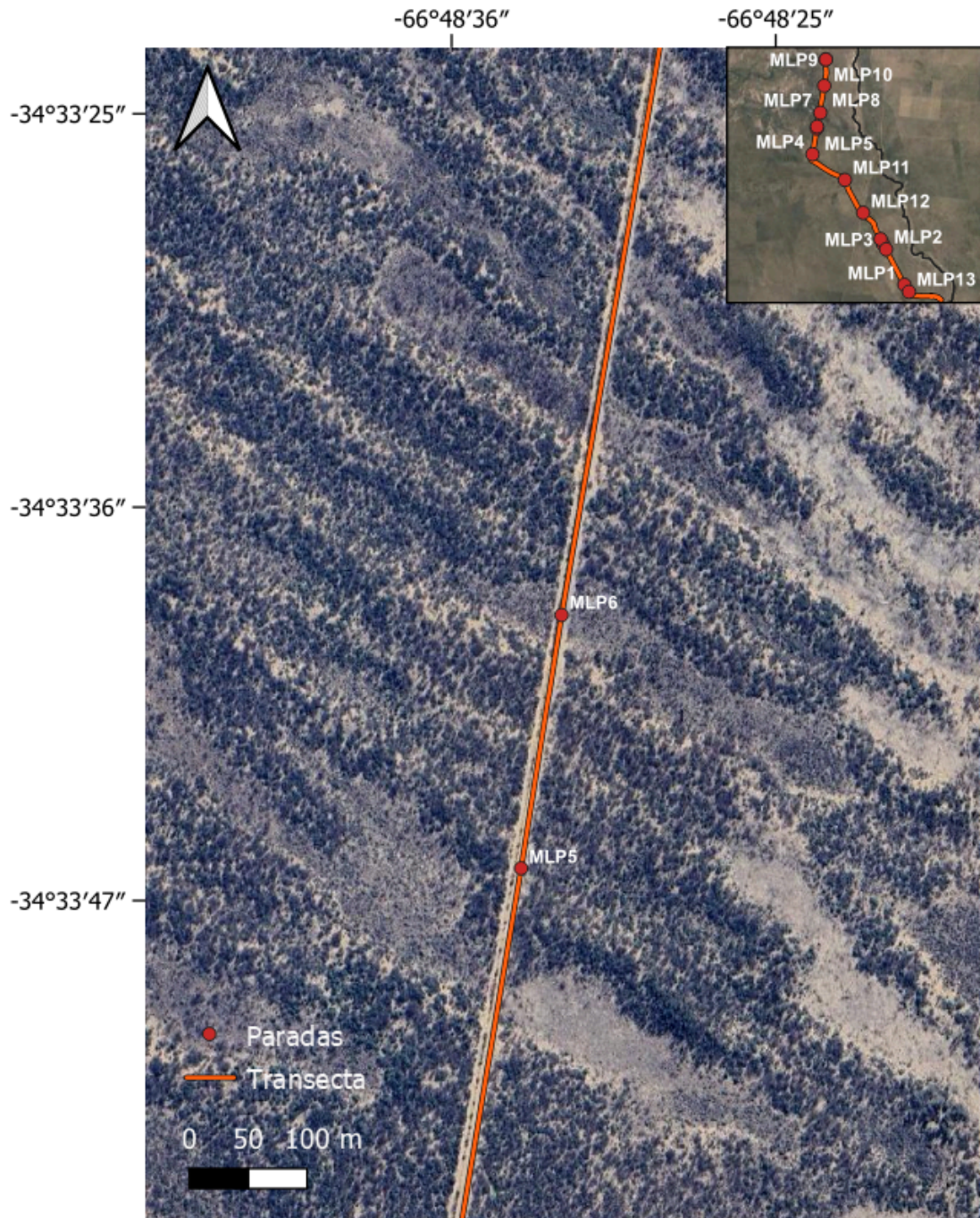


Figura 5.7. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP5 y MLP6 ubicada en la unidad geomorfológica Dunas con Influencia Fluvial. En MLP5 se realiza un muestreo de la cresta e interduna y en MLP6 se toman muestras del sector interdunal con una fuerte influencia fluvial.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP5-1	-20 a -31	379 msnm	-34° 33' 45" -66° 48' 33"	7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP5-2	-54 a -70			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP5-3	-88 a -102			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP5-4	-25 a -36			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP5-5	-60 a -71			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP5-6	-91 a -103			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa

Tabla 5.5. Muestras de la parada MLP5.

Parada MLP6

El siguiente muestreo se realiza unos 200 metros al norte de MLP5 en una zona deprimida, perteneciente a la unidad de Dunas con Influencia Fluvial (-34° 33' 38" -66° 48' 32"). Se realiza la toma de tres muestras (Tabla 5.6) ubicadas entre dos dunas en un área influenciada mayormente por la actividad fluvial con una cobertura eólica en la superficie y de escasa vegetación (Figura 5.7).

Todas las muestras presentan condiciones muy similares. Poseen un color marrón (7,5 YR 5/3), una textura conformada de arena muy fina a limosa y se muestrean desde el intervalo -31 a -115 cm.

Las características de estas muestras son muy similares a las de MLP5, lo que es coherente debido a su proximidad y ubicación dentro de la misma unidad. Con respecto a las diferencias texturales, a pesar de dominar la fracción arena fina, en las muestras de ambas paradas, en MLP6, se observa un mayor contenido de partículas finas. Estas diferencias junto con la menor vegetación se atribuyen a una mayor influencia fluvial por sobre la eólica.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP6-1	-31 a -42	384 msnm	34° 33' 38" 66° 48' 32"	7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP6-2	-67 a -81			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP6-3	-103 a -115			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena muy fina a limosa

Tabla 5.6. Muestras de la parada MLP6.

Parada MLP7

A continuación se realiza una parada en un bajo salino semicircular con un diámetro aproximado de 300 m, que se extiende hacia el sur, como se observa en la figura 5.8 ($-34^{\circ} 32' 47.6''$ $-66^{\circ} 48' 18.1''$). Se avanza un total de 80 metros desde el camino hasta el punto donde se realiza el muestreo. Empleando un barreno (Figura 5.9), se recogen un total de 4 muestras (Tabla 5.8). En superficie se observaba como una costra salina cubre una serie de grietas de desecación que se desarrollan en sectores de este bajo salino (Figura 5.10).

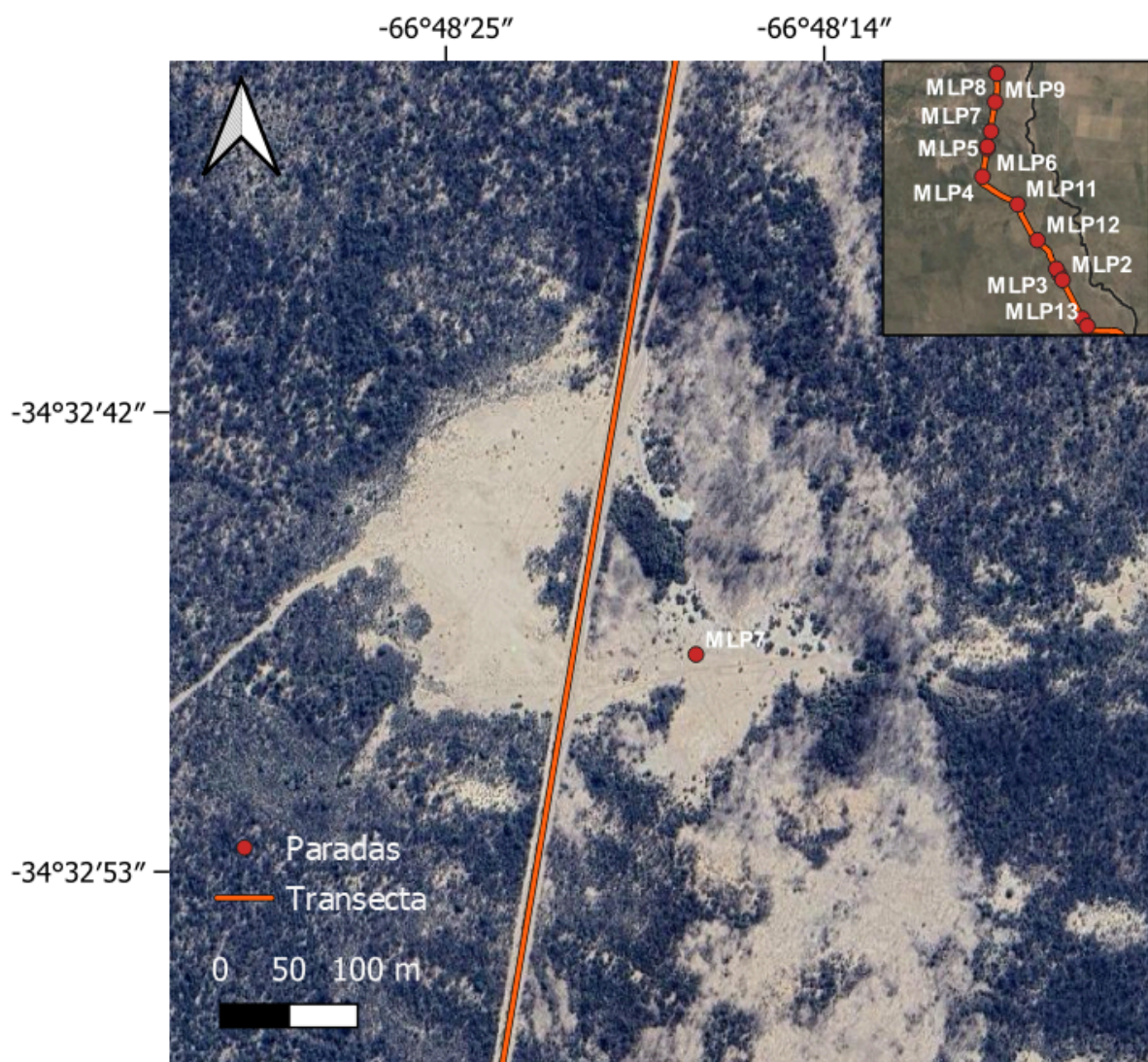


Figura 5.8. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP7 ubicada en la unidad geomorfológica LITRD. Se observa una costra salina blanca en superficie que evita el desarrollo de vegetación.



Figura 5.9. Parada MLP7 donde se realiza el muestreo manual con un barreno.



Figura 5.10. Grietas de desecación cubiertas por una costra salina.

La muestra más superficial (MLP7-1) presenta una granulometría arcillo limosa y un color marrón (7,5 YR 4/2). El muestreo se extiende desde una profundidad de -19 a -27 cm. Le sigue la muestra MLP7-2 que presenta un aumento en el tamaño de grano con arena fina a muy fina. Posee un color marrón (7,5 YR 5/2) y una profundidad que se extiende desde -46 a -59 cm. Le sigue la muestra MLP7-3 que también presenta un color marrón (7,5 YR 4/2) posee sedimentos de tamaño arcillo limosos y se extienden desde -85 a -101 cm. Por último, se profundiza hasta sacar una muestra de -113 a -126 cm de profundidad con una granulometría de limo a arena muy fina de un color marrón (7,5 YR 5/2).

La muestra más somera presenta una mayor influencia fluvial con un tamaño de grano más fino e incluso una costra salina en superficie que también la vincula con la acción fluvial. Luego, en profundidad le sigue un aumento en el tamaño de grano a arena fina moderadamente seleccionada que se vincula con la acción eólica. Este patrón se repite en las 2 muestras siguientes y es acompañado por ligeras variaciones en el color. A partir de este análisis se interpreta una alternancia en el dominio de los procesos eólicos y fluviales vinculados a los periodos de inundación, más frecuentes en esta unidad, para luego secarse y dar paso a una mayor influencia eólica.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP7-1	-19 a -27	395 msnm	-34° 32' 47.6" -66° 48' 18.1"	7,5 YR 4/2 (brown)	Arcilla limosa
MLP7-2	-46 a -59			7,5 YR 5/2 (brown)	Arena fina
MLP7-3	-85 a -101			7,5 YR 4/2 (brown)	Arcilla limosa
MLP7-4	-113 a -126			7,5 YR 5/2 (brown)	Limo a arena muy fina

Tabla 5.7. Muestras de la parada MLP7. Las muestras resaltadas en naranja fueron seleccionadas para ser analizadas en el sedígrafo láser.

Parada MLP8

Se prosigue con la transecta en sentido noreste hasta adentrarse nuevamente en la unidad geomorfológica de Campo de Dunas Lineales A (-34° 31' 08.4" -66° 48' 00.4") allí se realiza un muestreo superficial de la cresta de la duna y su correspondiente interduna (Figura 5.11) (Tabla 5.8).

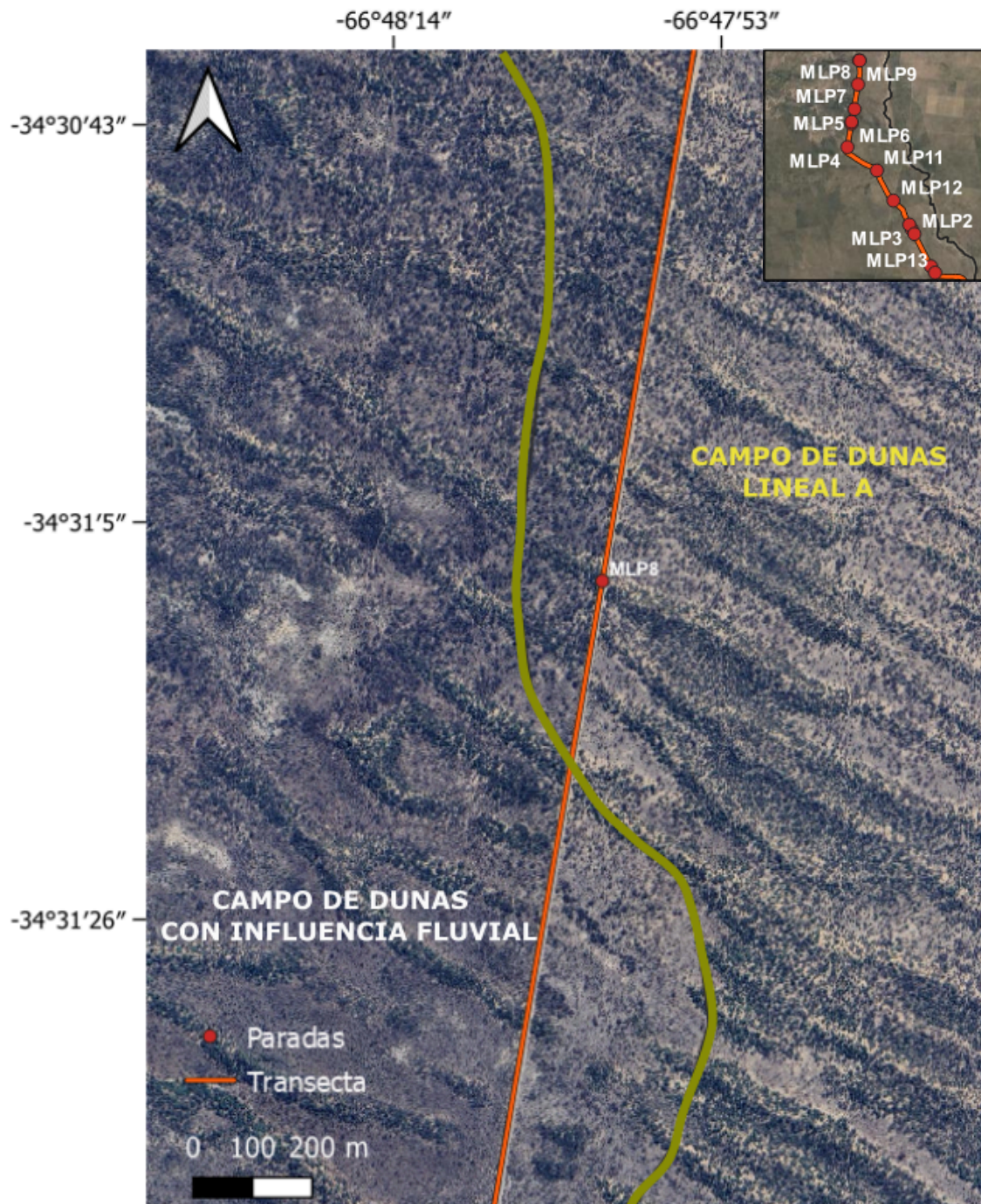


Figura 5.11. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP7 ubicada en la unidad geomorfológica Campo de Dunas Lineales A y el límite con la unidad de dunas con influencia fluvial.

La muestra MLP8-1 se realiza en la superficie de la cresta de la duna, esta presenta un tamaño de grano de arena muy fina a limosa, moderadamente seleccionada y un color marrón (7,5 YR 5/4). Por otro lado, la muestra MLP8-2 se

toma en la interduna, esta presenta un tamaño de grano de arena muy fina a limosa, moderadamente seleccionadas y un color marrón (7,5 YR 5/2).

Ambas muestras presentan características muy similares salvo por una pequeña variación en el tono de marrón y son consistentes con los procesos eólicos actuantes en el área.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP8-1	sup (duna)	396 msnm	-34° 31' 08.4"	7,5 YR 5/4 (brown)	Arena muy fina a limosa
MLP8-2	sup (interduna)		-66° 48' 00.4"	7,5 YR 5/2 (brown)	Arena muy fina a limosa

Tabla 5.8. Muestras de la parada MLP8.

Parada MLP9

Se realiza una parada en el cauce seco del río Diamante a la altura del puesto 9 de Julio (Figura 5.12). Se avanza hasta el centro del canal que presenta una profundidad estimada de 2 m (Figura 5.13) y se toma un total de tres muestras (-34° 29' 30.9" -66° 47' 54.7") (Tabla 5.9).

Todas las muestras (MLP9-1,2,3), se encuentran comprendidas entre -29 a -115 cm de profundidad y presentan sedimentos de tamaño arena media de un color gris oscuro (7,5 YR 4/1) bien seleccionada.

Estas muestras se encuentran dominadas exclusivamente por la acción fluvial. Contienen los sedimentos de mayor tamaño granulométrico de la zona de estudio vinculado con el transporte de bajo régimen de flujo del sistema fluvial del río Diamante. Todas las muestras presentan condiciones iguales en color y selección.

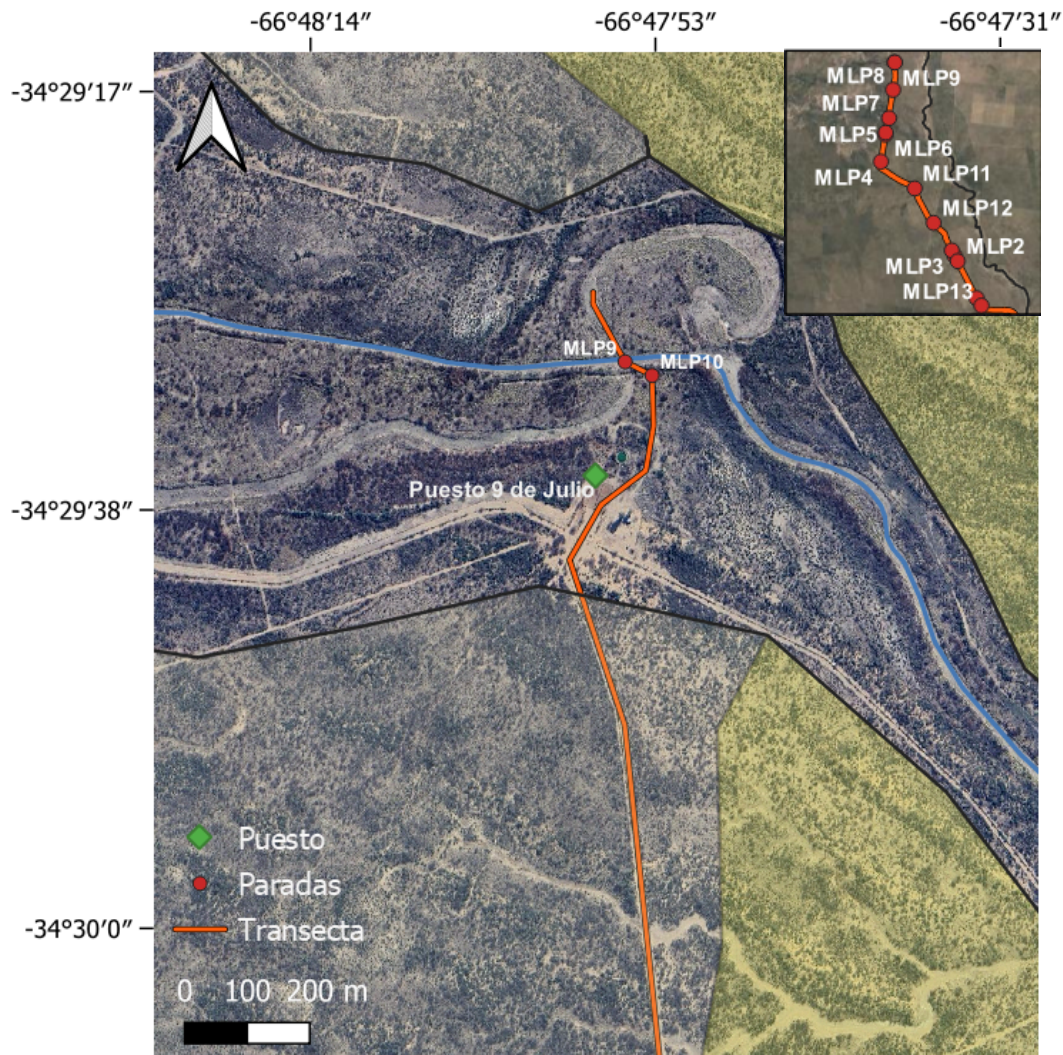


Figura 5.9. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP9 y MLP10 ubicada en la unidad geomorfológica LITRD limitando al norte y sur con el Campo de Dunas Lineales A y el Campo de Dunas con Influencia Fluvial.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP9-1	-29 a -39	391 msnm	34° 29' 30.9" 66° 47' 54.7"	7,5 YR 4/1 (dark gray)	Arena media
MLP9-2	-62 a -83			7,5 YR 4/1 (dark gray)	Arena media
MLP9-3	-109 a -115			7,5 YR 4/1 (dark gray)	Arena media

Tabla 5.9. Muestras de la parada MLP9. Las muestras resaltadas en naranja fueron seleccionadas para ser analizadas en el sedígrafo láser.



Figura 5.10. Cauce seco del río Diamante con poco desarrollo de vegetación, y una barranca de 2m aproximadamente.

Parada MLP10

Se realiza una parada al costado del cauce seco del río Diamante a la altura del puesto 9 de Julio. La muestra se toma con el fin de analizar la influencia eólica en las proximidades del río Diamante. Se tomó una sola muestra en la superficie ($-34^{\circ} 29' 31.5''$ $-66^{\circ} 47' 53.1''$).

Esta muestra presenta un color marrón (7,5 YR 5/2) y un tamaño de grano arena fina a muy fina (Tabla 5.10). Es consistente con las granulometrías relacionadas al resto de las dunas del campo por lo que no se observa un aumento en el tamaño de grano dada su proximidad al sistema fluvial del río Diamante.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP10-1	sup	394 msnm	$-34^{\circ} 29' 31.5''$ $-66^{\circ} 47' 53.1''$	7,5 YR 5/2 (brown)	Arena fina muy fina

Tabla 5.10. Muestra de la parada MLP10. La muestra resaltada en naranja fue seleccionada para ser analizada en el sedígrafo láser.

Parada MLP11

Se realiza una parada en MLP11 con el objetivo de caracterizar una zona extensa que no se priorizo en la transecta inicial ($-34^{\circ} 36' 55.6''$ $-66^{\circ} 46' 27.6''$). Se ubica en la unidad geomorfológica de Campo de Dunas Lineales B en el límite con otras dos unidades, el Campos de Dunas Lineales A y el Campo de Dunas con Influencia Fluvial (Figura 5.11). El área se caracteriza por ser una zona deprimida donde podría haberse acumulado el agua. Se toma una única muestra (Tabla 5.11)

La muestra se toma con un barreno a una profundidad comprendida entre -39 a -48 cm. Presenta un color marrón rojizo (5 YR 5/3), la cual evidencia el contenido de óxidos y a su vez, presenta una granulometría mayormente de tamaño limo.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP11-1	-39 a -48	389 msnm	$-34^{\circ} 36' 55.6''$ $-66^{\circ} 46' 27.6''$	5 YR 5/3 (reddish brown)	Limo

Tabla 5.11. Muestra de la parada MLP11. La muestra resaltada en naranja fue seleccionada para ser analizada en el sedígrafo láser.

Parada MLP12

Se continua por la transecta y se realiza una parada en MLP12 perteneciente a la unidad geomorfológica de Campo de Dunas Lineales A, en los límites del Campo de Dunas Lineales B ($-34^{\circ} 38' 56.9''$ $-66^{\circ} 45' 04.2''$). La parada tiene como objetivo analizar el patrón de dunas a esta altura del campo. Se toman un total de 6 muestras con un barreno (Tabla 5.12). Para ello, se ingresa aproximadamente 5 metros al interior del monte, donde se toman tres muestras en la interduna y otras tres en la cresta de la duna (Figura 5.11).

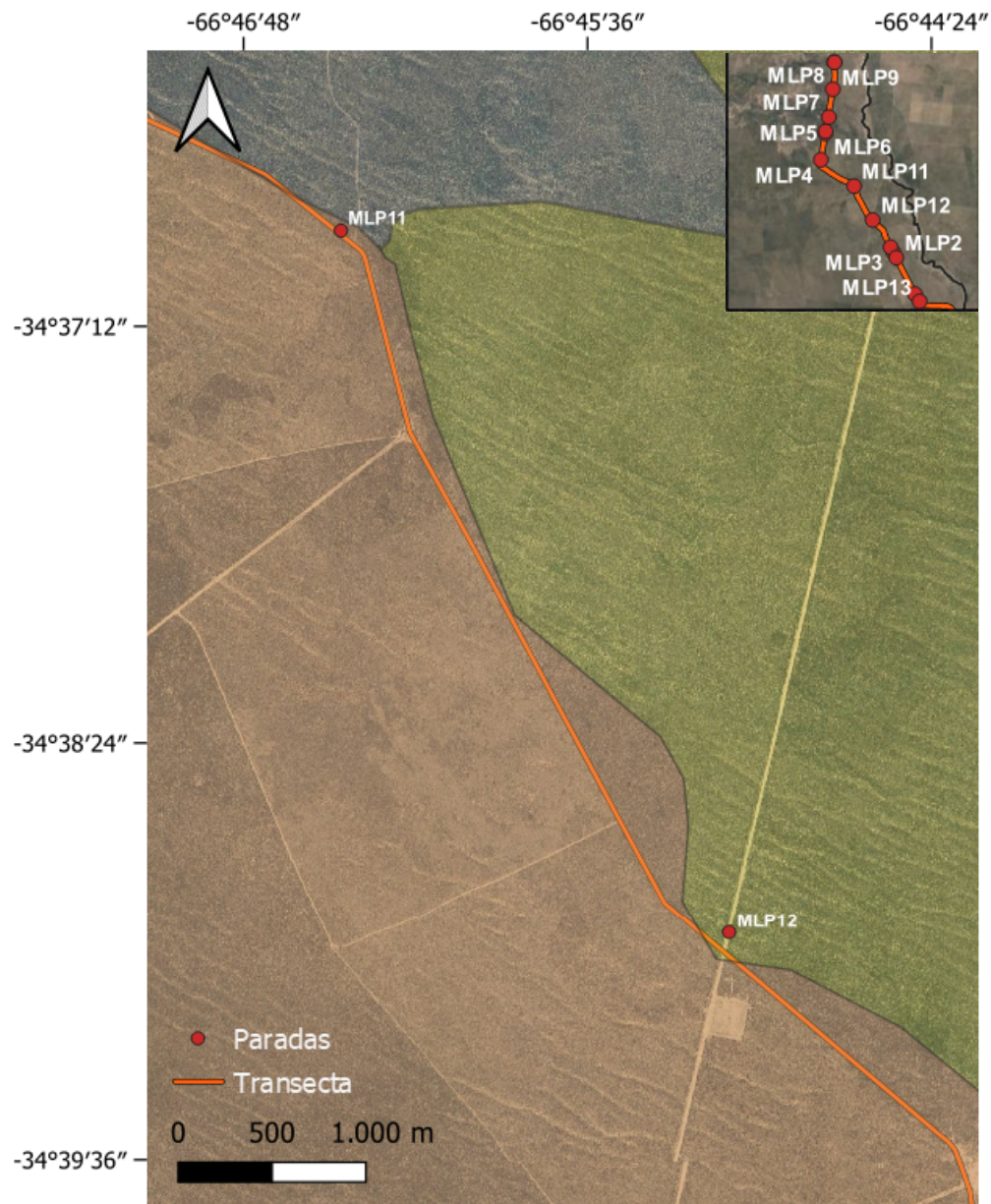


Figura 5.11. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP11 y MLP12 ubicadas en los límites de las unidades geomorfológicas Campo de Dunas Lineales A (amarillo) y el Campo de Dunas Lineales B (naranja). Para el caso de MLP11 también limita con el Campo de Dunas con Influencia Fluvial (gris).

Sector de Interdunas

Las tres muestras obtenidas (MLP12-4,5,6) se realizan desde el intervalo -26 a -99 cm en la interduna. Texturalmente se componen de arena fina pobremente seleccionadas y coinciden en un color marrón (7,5 YR 5/3).

Sector de Cresta

Las muestras MLP12-1,2,3 se toman en la cima de la cresta de una duna en un intervalo que va desde -23 a -96 cm. Se componen de arena fina, pobremente seleccionada y coinciden en color marrón (7,5 YR 4/3).

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP12-1	-23 a -35	385 msnm	-34° 38' 56.9" -66° 45' 04.2"	7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina
MLP12-2	-55 a -66			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina
MLP12-3	-87 a -96			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina
MLP12-4	-26 a -36			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina
MLP12-5	-56 a -68			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina
MLP12-6	-89 a -99			7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina

Tabla 5.12. Muestras de la parada MLP12.

Parada MLP13

La última parada realizada se efectúa en la unidad geomorfológica del Campo de Dunas Lineales A próxima a donde se realiza la entrada al área de estudio (-34° 43' 50.7" -66° 41' 38.4") (Figura 5.12). Se toman 2 muestras superficiales de la cresta e interduna (Tabla 5.11).

La muestra MLP13-1 se realiza en la superficie de la cresta de la duna, presenta un tamaño de grano de arena fino a muy fino, pobremente seleccionada y un color marron (7,5 YR 5/3). Por otro lado, la muestra MLP13-2 se toma en la interduna, esta presenta un tamaño de grano de arena fino a muy fino, pobremente seleccionada y un color marrón (7,5 YR 5/3).

Ambas muestras presentan las mismas características texturales y color y son consistentes con los procesos eólicos actuantes en el área.

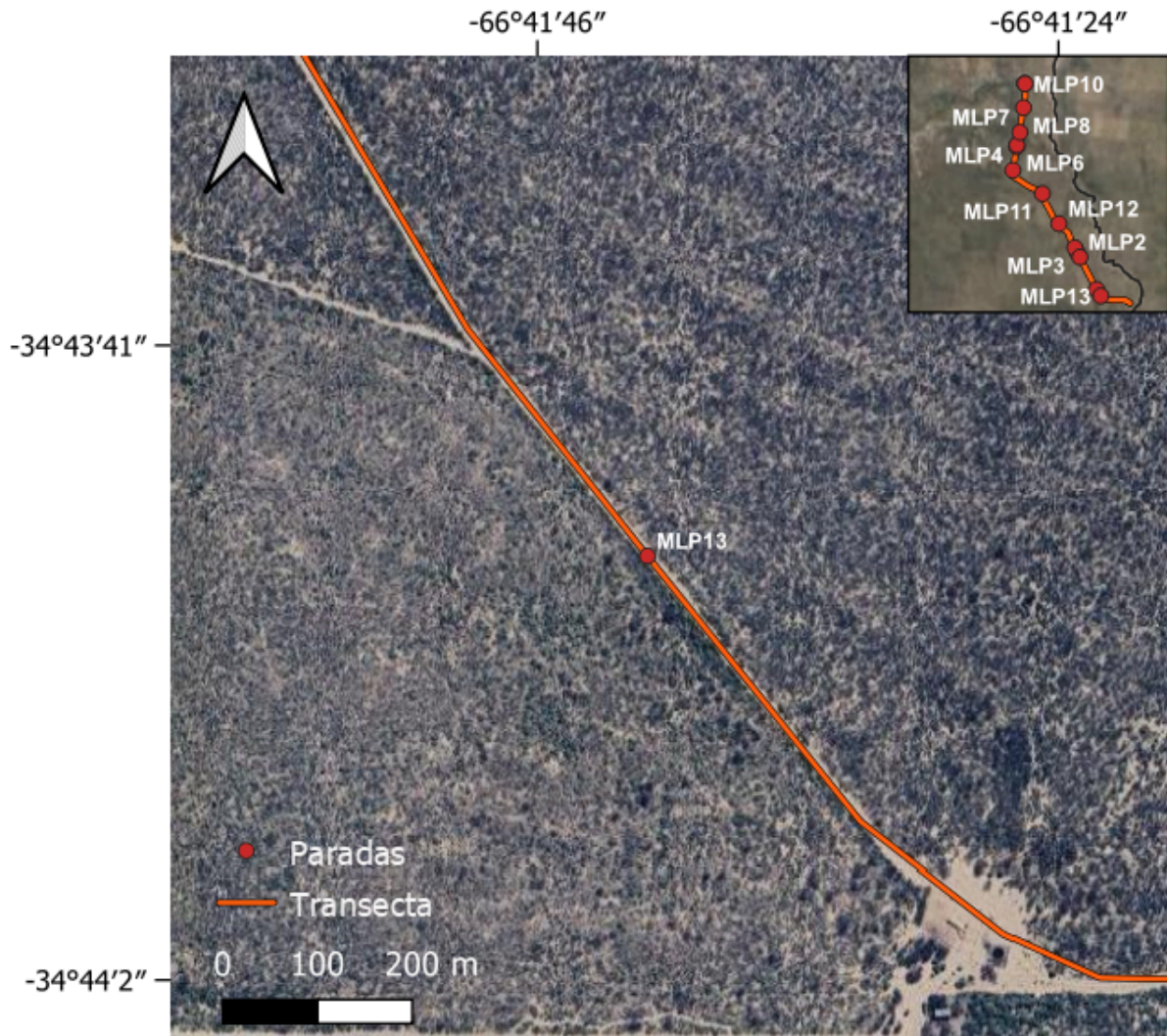


Figura 5.12. Transecta del recorrido por la estancia Media Luna donde se observa la parada MLP13 ubicada en la unidad geomorfológica Campo de Dunas Lineales A.

Muestra	Profundidad (cm)	Altura	Coordenadas	Color	Textura
MLP13-1	sup (duna)	380 msnm	-34° 43' 47"	7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina muy fina
MLP13-2	sup (interduna)		-66° 41' 41"	7,5 YR 5/3 (brown)	Arena fina muy fina

Tabla 5.13. Muestras de la parada MLP13.

5.2 Análisis de Sedígrafo Laser

A partir de las muestras obtenidas en el campo, se seleccionan una serie de muestras representativas para ser analizadas en el sedígrafo láser, con el objetivo de caracterizar los procesos sedimentarios actuales y pasados, así como su variación en las distintas unidades geomorfológicas.

A partir del análisis de los datos recopilados, se observa una significativa variabilidad textural en las muestras. Esta variabilidad se concentra en partículas que abarcan tamaños desde arena gruesa hasta limo fino, con una presencia más reducida de partículas de arcilla. Se emplea la clasificación de Folk et al., (1970) para plotear y poder comparar las distintas muestras (Figura 5.13).

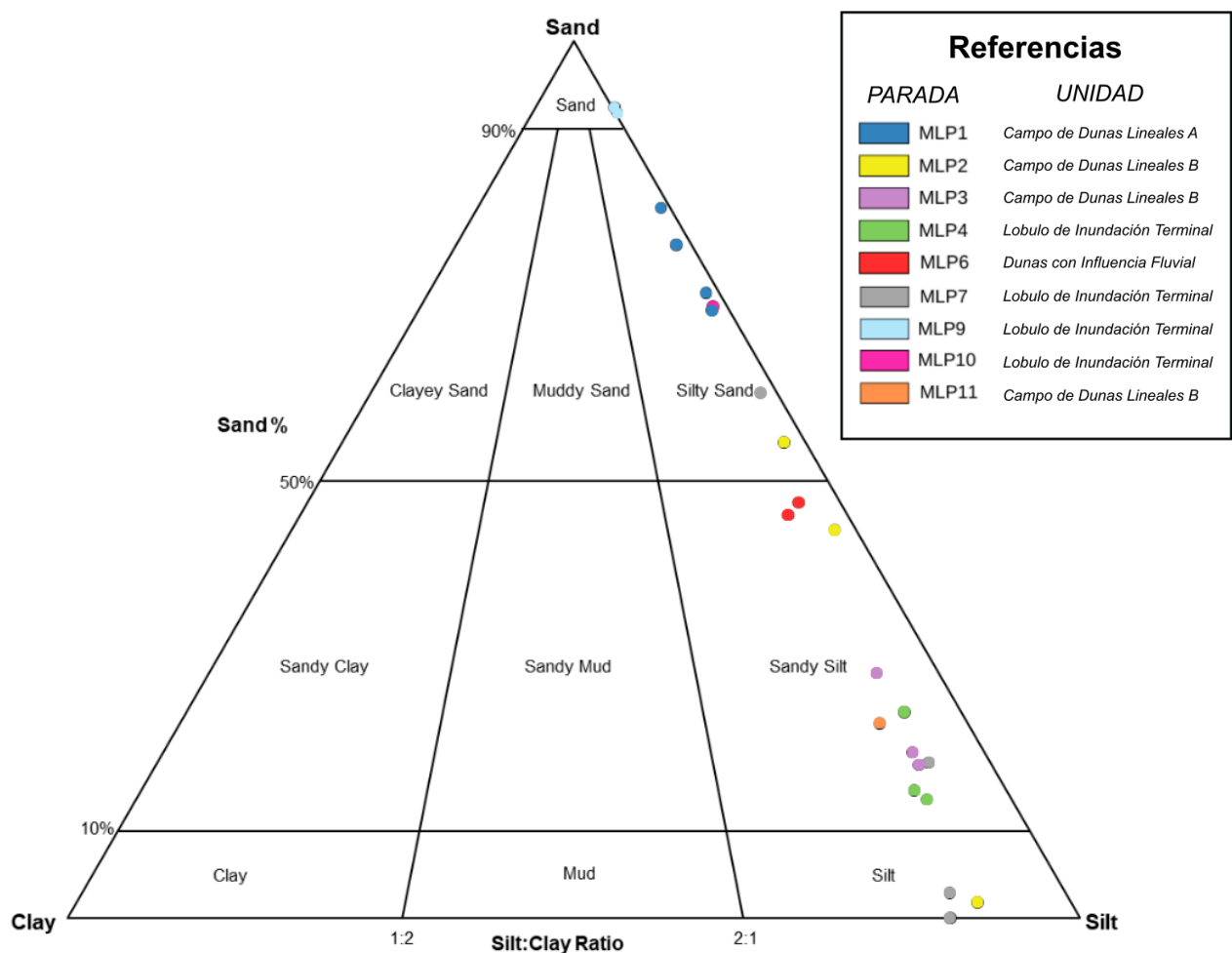


Figura 5.13. Triángulo de clasificación textural de las muestras analizadas (según Folk et al., 1970).

Al analizar los resultados de las muestras, se observa la ausencia de fracciones de grava y arena muy gruesa.

Para la fracción de arena restante, se observa una gran variabilidad en su contenido dependiendo de la muestra. Pudiendo alcanzar valores mayores al 95% de arena y en el otro extremo, muestras que no contienen material de este tamaño (Tabla 5.14).

La fracción limo domina dentro del material fangoso, con valores muy variables que fluctúan entre 6% a 87%. Las muestras difieren, pero en general se observa un mayor porcentaje de limo grueso (Tabla 5.14).

La fracción arcillosa no siempre se encuentra presente en las muestras, alcanzando valores máximos de hasta 13.6% del total (Tabla 5.14).

Se analizaron los datos estadísticos utilizando las fórmulas de los métodos gráficos propuestos por Folk y Ward (1957), que incluyen la determinación de valores como selección, media, moda, mediana, agudeza y asimetría (Figura 5.14). Además, se aplicó la clasificación de McManus (1988) (Figura 5.15). En líneas generales, las muestras revelan la presencia de depósitos con una marcada tendencia textural concentrada entre valores de tamaño arena y limo, cuyas características específicas se describen a continuación.

Parámetros estadísticos	Fórmulas del método gráfico (de Folk y Ward, 1957)
media (\bar{x})	$\frac{(\phi 16 + \phi 50 + \phi 84)}{3}$
selección (σ)	$\frac{(\phi 84 - \phi 16)}{4} + \frac{(\phi 95 - \phi 5)}{6,6}$
asimetría (SK_1)	$\frac{(\phi 16 + \phi 84 - 2.\phi 50)}{2.(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{(\phi 5 + \phi 95 - 2.\phi 50)}{2.(\phi 95 - \phi 5)}$
mediana (Md)	$\phi 50$
agudeza (K_G)	$\frac{(\phi 95 - \phi 5)}{2,44.(\phi 75 - \phi 25)}$

Figura 5.14. Fórmulas para el cálculo de parámetros estadísticos según Folk y Ward (1957).

SELECCIÓN		ASIMETRÍA		AGUDEZA	
Muy bien seleccionado	<0,35			Muy platocúrtico	<0,67
Bien seleccionado	0,35 - 0,50	Asimetría muy positiva	+0,3 a +1,0	Platocúrtico	0,67 - 0,90
Moderadamente bien seleccionado	0,50 - 0,70	Asimetría positiva	+0,1 a +0,3	Mesocúrtico	0,90 - 1,11
Moderadamente seleccionado	0,70 - 1,00	Simétrica	+0,1 a -0,1	Leptocúrtico	1,11 - 1,50
Pobrementemente seleccionado	1,00 - 2,00	Asimetría negativa	-0,1 a -0,3	Muy leptocúrtico	1,50 - 3,00
Muy pobrementemente mal seleccionado	2,00 - 4,00	Asimetría muy negativa	-0,3 a -1,0	Extremadamente leptocúrtico	>3,00
Extremadamente mal seleccionado	>4,00				

Figura 5.15. Clasificación de parámetros estadísticos según McManus (1988)

A partir del análisis de la figura 5.13 se evidencia que las muestras obtenidas de MLP1 se caracterizan texturalmente por la presencia dominante de una fracción de arena que promedia el 74,17% seguida de una fracción promedio de limo del 24,21% y un contenido de arcilla de 1,65%. Estas muestras son recolectadas en la cresta e interduna del Campo de Dunas Lineales A, por lo que se esperaría encontrar un mayor contenido de arena fina a muy fina bien seleccionada, propio de un campo de dunas eólico (Thomas, 1987; Pye y Tsoar, 2009; Abassi, 2011). A partir de los parámetros estadísticos de la tabla 5.14 se obtiene un valor textural promedio de arena muy fina (3,29 ϕ), pobrementemente seleccionada con una asimetría fina positiva y una distribución leptocúrtica. Se realizaron histogramas de las distribuciones de los tamaños de grano de las muestras (Figura 5.16), que evidencian de una forma visual los parámetros reflejados en la tabla 5.14. Al analizar en mayor grado de detalle las muestras, se observa que aquellas obtenidas en la cresta de la duna exhiben un mayor contenido de arena promedio del 80,65%, mientras que las muestras de la interduna presentan un nivel ligeramente menor del 72%.

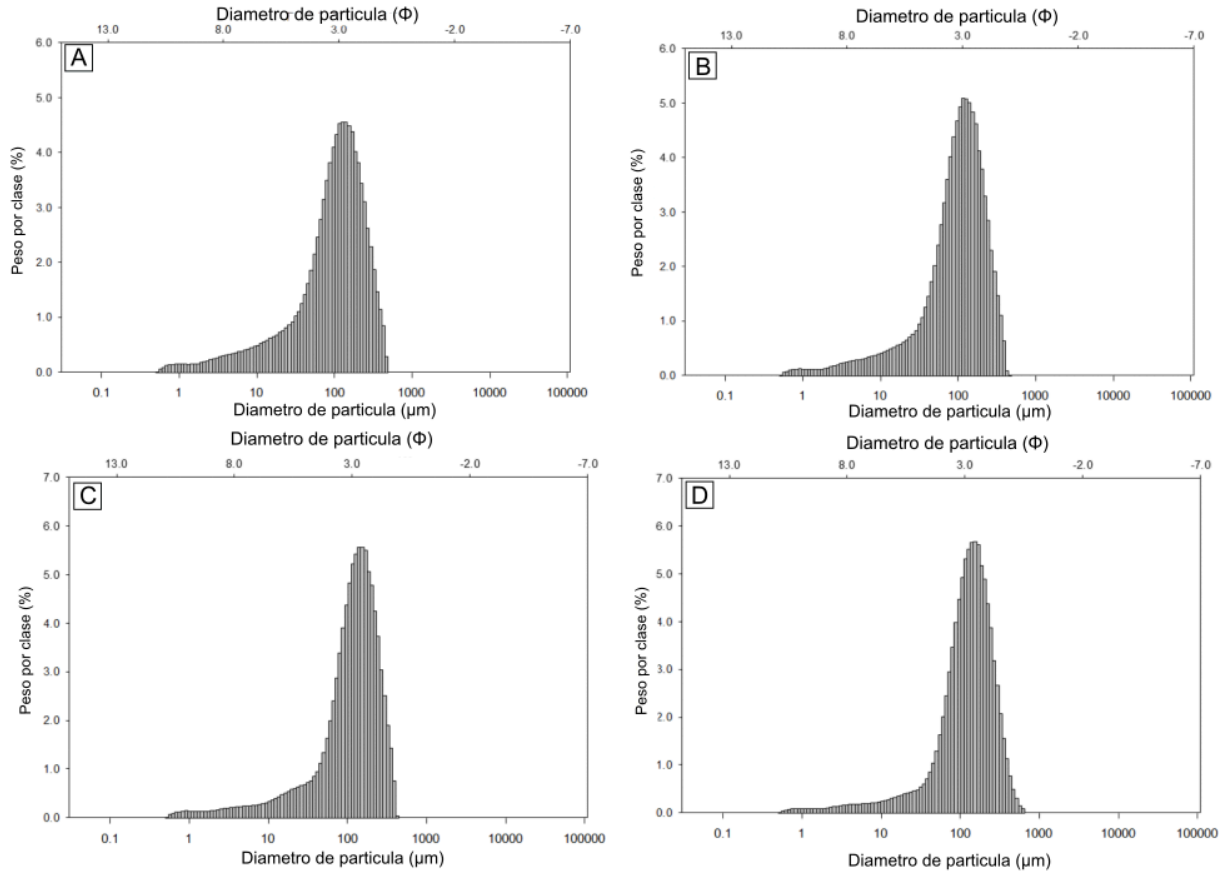


Figura 5.16. Distribución del tamaño de grano de las muestras de la parada MLP1. A: muestra MLP1-1 tomada de la interduna. B: muestra MLP1-3 tomada de la interduna. C: muestra MLP1-4 tomada de la cresta. D: muestra MLP1-6 tomada de la cresta.

Estos valores son consistentes con los mecanismos de transporte eólicos que tienden a acumular el material de mayor tamaño de grano en las crestas con respecto a la interduna (Figura 5.16). Sin embargo, las muestras presentan en proporción una alta concentración de material fino por debajo de limo muy grueso (12,95%) que indica una baja actividad eólica, estabilización, entrapamiento de finos y posible pedogénesis, que se correlaciona con la mala selección de las muestras. Normalmente las dunas activas no contienen grandes concentraciones de limo y arcilla pero cuando estas se estabilizan las concentraciones de estas partículas pueden aumentar rápidamente producto de la acumulación de polvo alóctono o la meteorización *insitu* de los granos de arena (Pye y Tsoar, 2009). Además, la vegetación sobre las dunas actúa entrapando el material fino, evitando

que el viento actúe como un agente transportador de este material y permitiendo una agradación subordinada en el sistema (Tsoar y Moller, 1986; Pye y Tsoar, 2009).

La segunda parada, MLP2, se ubica en una zona deprimida propensa a la acumulación de agua frente a periodos de fuertes lluvias dentro del Campo de Dunas Lineales B. Se analizan un total de tres muestras en el sedígrafo láser que se caracteriza por presentar una gran variabilidad textural en la profundidad. Se observa que las dos muestras más cercanas a la superficie presentan una fracción de arena y fango muy similar que ronda el 50,8% para la arena y 49,2% para el fango (Tabla 5.14). Ambas se encuentran pobremente seleccionadas con una asimetría baja positiva, distribución leptocúrtica y una media de limo grueso (4,25 ϕ). Por otro lado, la tercera muestra analizada en esta parada y la más profunda, presenta un 97,1% de material fangoso y un restante de 2,9% de arena. Se caracteriza por presentar una media de limo medio (6,48 ϕ), pobremente seleccionada, asimetría baja y distribución mesocúrtica.

El comportamiento variado de la granulometría de las muestras se vincula en mayor medida con la unidad geomorfológica donde se ubica y el bañado dentro de esta. Al localizarse en una zona levemente deprimida, tiende a acumularse una mayor concentración de material fino en el lecho por decantación, vinculada a la acción fluvial, lo que explica el alto contenido de material limoso en la muestra más profunda. A su vez, al encontrarse en el límite de ambos campos de dunas lineales A y B, también se vió influenciada por la actividad eólica y se evidencia en las muestras superficiales que presentan un tamaño de grano promedio mayor. La sobreimposición de la acción fluvial y eólica favorece que varíe el contenido granulométrico en profundidad.

En la parada MLP3, se analizan un total de tres muestras en el sedígrafo láser. Estas se toman de un canal abandonado que intersecta al camino en sentido noroeste-sudeste. Las tres muestras presentan características texturales muy similares con concentraciones de arena promedio de 22,7% siendo mayormente limosas con un promedio del 72.6% y en menor medida arcillosas 4.7%. A partir de los parámetros estadísticos de la clasificación de Folk y Ward (1957) se observa que las muestras se encuentran pobremente seleccionadas con una baja asimetría a simétricas, platicúrticas a mesocúrticas con una media en el tamaño de grano de limo grueso (5,67 ϕ).

Estas características texturales donde domina la fracción fangosa se explican a partir de que este canal abandonado actuó como un paleocanal que al secarse produce la decantación y acumulación de material fangoso.

La Parada MLP4 está situada en la unidad geomorfológica de LITRD, donde se analizan en el sedígrafo un total de tres muestras. La muestra más superficial revela un contenido de arena superior al 25%, mientras que en las capas inferiores contienen aproximadamente el 15% de esta fracción. El material fangoso se impone dentro de las tres muestras siendo más abundante en las muestras inferiores, donde alcanza un valor del 84,7% en promedio para ambas y un 75,2% para la más superficial (Tabla 5.14). Los parámetros estadísticos propuestos por Folk y Ward (1957) indican que las muestras presentan un valor medio de tamaño de grano equivalente a limo medio ($6,09 \phi$) para las muestras inferiores y limo grueso ($5,45 \phi$) para la más superficial. Además, se caracterizan por una mala selección a muy mala, una asimetría baja y positiva a simétrica y una distribución mesocúrtica.

Nuevamente la interacción entre los procesos eólica y fluvial se evidencia en estas muestras. La actividad fluvial se manifiesta de forma considerable dentro de la unidad geomorfológica LITRD como se menciona en el Capítulo 4 y se evidencia en el mayor contenido de material fino en las muestras. Por otro lado, los muestreos más superficiales registran un aumento en la concentración y tamaño de grano arena fina a muy fina, las cuales se interpretan como un aumento en la influencia eólica.

Se efectúa el análisis de dos muestras en la parada MLP6 ubicada en la unidad geomorfológica Dunas con Influencia Fluvial donde la actividad fluvial invade el espacio interdunal donde se realiza el muestreo. Ambas muestras tomadas a distintos intervalos de profundidad presentan características texturales muy similares. El contenido de arena representa un valor promedio del 48,15% del total, la fracción de limo adquiere valores del 46,55% y la de arcilla es del 5,3%. El tamaño de grano promedio es de limo muy grueso ($4,62 \phi$), muy pobremente seleccionadas, con una asimetría muy baja positiva y una distribución leptocúrtica a mesocúrtica.

A diferencia con las muestras tomadas del espacio interdunal de MLP1, en este caso la influencia fluvial toma un mayor grado de relevancia que se ve reflejado en las características texturales de los sedimentos aumentando considerablemente el contenido de material fino.

En la parada MLP7 se analizan un total de cuatro muestras en el sedígrafo láser. Estas se toman en un bajo salino sobre la unidad geomorfológica LITRD. Se observa una gran heterogeneidad entre las muestras tomadas, donde se alterna entre sedimentos con alto contenido de material fino a sedimentos donde domina la fracción arena (Figura 5.17). Se observan variaciones en el material con un porcentaje de fango del 100% que evidencian una decantación de material en suspensión seguida por una fracción arenosa con un concentración del 61% de arena. La muestra siguiente en profundidad se encuentra dominada por la fracción fangosa para en la siguiente volver a aumentar en el contenido de arena. A partir de los parámetros estadísticos de Folk y Ward (1957) se observa que las muestras presentan una variación marcada en el tamaño de grano promedio, que abarcan los tamaños desde arena muy fina (3,83 ϕ) hasta limo fino (7,18 ϕ). Las muestras coinciden en una mala selección, presentan una asimetría que varía desde baja hasta simétrica y una distribución que varía de mesocúrtica a muy leptocúrtica.

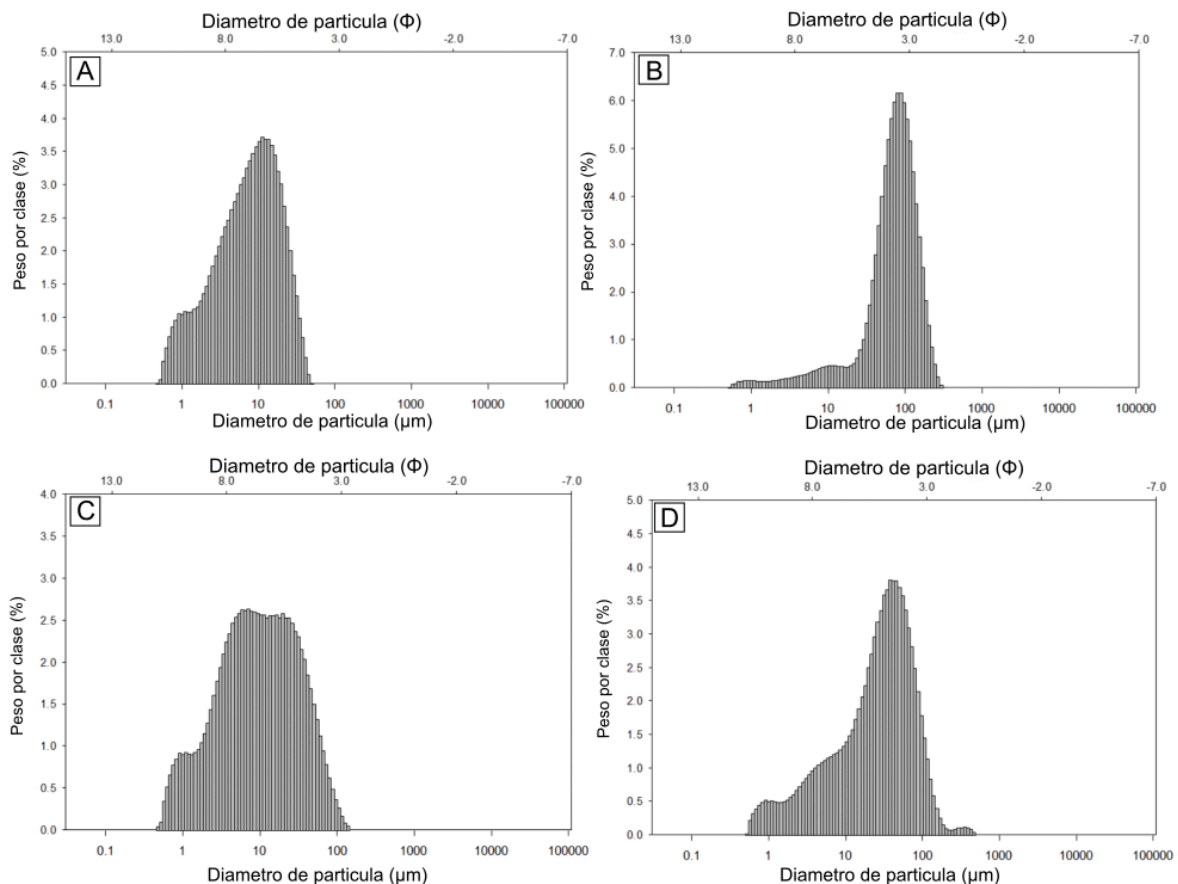


Figura 5.17. Distribución de tamaño de grano de las muestras de la parada MLP7. A: muestra MLP7-1. B: muestra MLP7-2. C: muestra MLP7-3. D: muestra MLP7-4.

Nuevamente se observa una alternancia en los procesos de sedimentación donde la acción eólica y fluvial interactúan en conjunto imponiéndose una por sobre la otra. Los sedimentos más superficiales se vinculan a eventos de decantación donde se concentra el material fino y son sucedidos por sedimentos donde la fracción de arena domina, vinculada mayormente con la acción eólica.

Para la parada MLP9 se toman dos muestras sobre el lecho del río Diamante en la unidad geomorfológica de LITRD. Los resultados de las muestras presentan características muy similares representadas en la figura 5.18, con un contenido granulométrico mayormente compuesto por arena en un 94,1% siendo el restante 5,9% partículas de tamaño limo. Ambas muestras presentan una media de tamaño de grano de arena fina (2,12 ϕ), se encuentran moderadamente seleccionadas, presentan una asimetría baja positiva y varían de de una distribución leptocurtica a muy leptocúrtica.

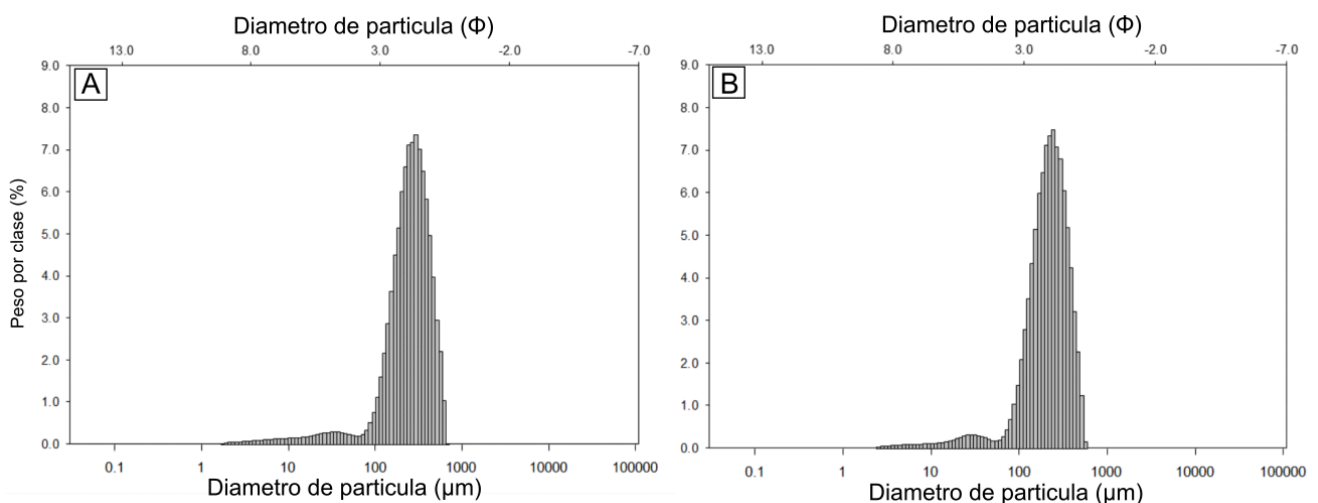


Figura 5.18. Distribución de tamaño de grano para las muestras de la parada MLP9. A: muestra MLP9-1. B: muestra MLP9-3

La alta concentración de partículas tamaño arena se diferencia del resto de las muestras del campo. Esta textura se relaciona con un sistema fluvial de bajo régimen de flujo capaz de transportar material con tamaño de arena gruesa (3,6%) que se acumula en el lecho del río.

Se realiza un análisis de la muestra tomada en la Parada MLP10 con el objetivo de observar la influencia del río Diamante en las geoformas eólicas de los

alrededores. Se observa que la muestra se compone mayormente de arena en un 71,5% un 26,8% de limo y un 1,7% de arcilla. Al analizar los parámetros estadísticos de Folk y Ward (1957) se obtiene un tamaño de grano medio de arena muy fina ($3,6 \phi$), asimetría baja, pobremente seleccionada y muy leptocúrtica.

Las concentraciones de arena en esta muestra son consistentes con las encontradas en otras dunas del campo donde la fracción de finos representa casi un 30% del total de la muestra. Por lo que no se encontró variaciones significativas con otros cuerpos de arena del campo dada su proximidad con el sistema fluvial.

La última muestra analizada se toma en la unidad geomorfológica de Campo de Dunas Lineales B perteneciente a la parada MLP11. Presenta una concentración dominada mayormente por partículas de limo 67,5% seguida por un 23,5% en la fracción arena y un 9% de arcilla. La media de la muestra posee un tamaño de grano de limo grueso ($5,92 \phi$), se encuentra mal seleccionada, es simétrica y presenta una distribución platicúrtica.

Hacia los límites del Campo de Dunas Lineales B se encuentran una serie de bañados donde no se desarrollan dunas. En estas zonas donde se toma la muestra es de esperar una mayor concentración de material fangoso por sobre la arena debido a una mayor participación de la influencia fluvial.

Muestras	MLP1-1	MLP1-3	MLP1-4	MLP1-6	MLP2-1	MLP2-2	MLP2-4	MLP3-1	MLP3-2	MLP3-3	MLP4-1	MLP4-2	MLP4-3	MLP6-1	MLP6-3	MLP7-1	MLP7-2	MLP7-3	MLP7-4	MLP9-1	MLP9-3	MLP10-1	MLP11-1
MEDIA (ϕ)	3,493	3,427	3,218	3,028	4,142	4,365	6,479	5,786	5,455	5,771	5,459	6,056	6,126	4,527	4,716	7,179	3,837	6,751	5,513	2,013	2,239	3,606	5,917
SELECCIÓN	1,626	1,417	1,379	1,211	1,447	1,487	1,663	1,965	2,064	2,029	1,952	2,002	2,051	1,800	2,152	1,490	1,191	1,797	1,845	0,934	0,850	1,486	2,188
ASIMETRÍA	0,374	0,341	0,385	0,282	0,434	0,328	0,227	0,246	0,223	0,093	0,219	0,135	0,057	0,481	0,450	0,204	0,322	0,066	0,352	0,285	0,244	0,416	0,053
KURTOSIS	1,390	1,445	1,563	1,477	1,522	1,197	1,036	0,856	0,838	0,955	0,945	0,902	0,929	1,311	1,011	0,951	1,612	0,925	1,069	1,537	1,360	1,535	0,802
MEDIA	Arena muy fina	Arena muy fina	Arena muy fina	Arena muy fina	Limo muy grueso	Limo muy grueso	Limo mediano	Limo grueso	Limo grueso	Limo grueso	Limo grueso	Limo mediano	Limo mediano	Limo muy grueso	Limo muy grueso	Limo fino	Arena muy fina	Limo mediano	Limo grueso	Arena fina	Arena fina	Arena muy fina	Limo grueso
SELECCIÓN	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Muy pobre selec	Muy pobre selec	Pobre selec	Muy pobre selec	Muy pobre selec	Pobre selec	Muy pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Pobre selec	Modera da selec	Modera da selec	Pobre selec	Muy pobre selec
ASIMETRÍA	Muy fina	Muy fina	Muy fina	Fina	Muy fina	Muy fina	Fina	Fina	Fina	simétrica	Fina	Fina	simétrica	Muy fina	Muy fina	Fina	Muy fina	simétrica	Muy fina	Fina	Fina	Muy fina	Simétrica
KURTOSIS:	Leptocúrtica	Leptocúrtica	Muy Leptocúrtica	Leptocúrtica	Muy Leptocúrtica	Leptocúrtica	Mesocúrtica	Platicúrtica	Platicúrtica	Mesocúrtica	Mesocúrtica	Mesocúrtica	Mesocúrtica	Leptocúrtica	Mesocúrtica	Mesocúrtica	Muy Leptocúrtica	Mesocúrtica	Mesocúrtica	Muy Leptocúrtica	Leptocúrtica	Muy Leptocúrtica	Platicúrtica
MODA 1 (ϕ):	2,836	3,104	2,701	2,701	3,508	3,642	5,661	4,181	6,199	5,931	4,046	4,719	6,199	3,642	3,373	6,468	3,508	7,141	4,719	1,759	2,028	3,104	6,468
% GRAVA:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
% ARENA:	71,0%	73,0%	78,5%	82,8%	55,8%	45,8%	2,9%	18,7%	29,3%	20,2%	24,8%	14,8%	15,8%	48,9%	47,4%	0,0%	61,5%	4,0%	19,0%	93,8%	94,4%	71,5%	23,5%
% FANGO:	29,0%	27,0%	21,5%	17,2%	44,2%	54,2%	97,1%	81,3%	70,7%	79,8%	75,2%	85,2%	84,2%	51,1%	52,6%	100,0%	38,5%	96,0%	81,0%	6,2%	5,6%	28,5%	76,5%
%ARENA MUY GRUESA:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
% ARENA GRUESA:	0,0%	0,0%	0,0%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	5,9%	1,3%	0,0%	0,0%
% ARENA MEDIANA:	11,7%	8,6%	11,0%	13,3%	0,0%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,1%	0,1%	0,0%	0,3%	2,4%	0,0%	0,4%	0,0%	0,7%	46,2%	38,0%	5,5%	0,0%
% ARENA FINA:	30,8%	32,0%	38,1%	38,9%	15,6%	13,1%	0,0%	2,0%	7,5%	5,4%	6,1%	2,9%	3,2%	14,0%	17,1%	0,0%	17,5%	0,1%	2,3%	36,1%	45,2%	31,1%	6,2%
%ARENA MUY FINA:	28,4%	32,4%	29,4%	30,0%	40,2%	32,2%	2,9%	16,8%	21,8%	14,6%	18,7%	11,8%	12,5%	34,6%	28,0%	0,0%	43,6%	3,9%	16,0%	5,5%	10,0%	34,8%	17,3%

%LIMO MUY GRUESO	12,3%	13,1%	9,0%	8,3%	23,6%	26,1%	14,5%	22,5%	17,9%	16,7%	20,7%	18,4%	14,5%	22,8%	17,0%	3,1%	24,5%	13,1%	27,9%	1,9%	1,8%	12,2%	14,0%
% LIMO GRUESO	6,0%	5,2%	4,6%	3,2%	7,1%	13,3%	25,6%	16,2%	13,8%	18,2%	18,4%	18,1%	17,5%	9,2%	9,9%	19,4%	4,9%	19,0%	20,9%	1,8%	1,9%	5,6%	13,7%
% LIMO MEDIANO	4,0%	3,3%	2,8%	2,0%	5,1%	6,8%	23,2%	14,3%	14,1%	17,9%	14,1%	16,2%	18,8%	6,1%	8,4%	27,4%	3,4%	19,5%	11,4%	1,2%	0,9%	4,2%	15,8%
% LIMO FINO	2,8%	2,3%	1,9%	1,4%	3,7%	3,6%	15,3%	12,6%	11,5%	12,7%	9,6%	14,3%	14,7%	4,9%	6,5%	22,1%	2,4%	19,4%	8,5%	0,8%	0,7%	3,0%	14,0%
%LIMO MUY FINO	1,9%	1,5%	1,4%	1,0%	2,4%	2,1%	9,0%	8,2%	7,0%	6,9%	6,3%	9,4%	9,4%	3,7%	4,6%	14,5%	1,5%	13,3%	5,9%	0,5%	0,3%	1,9%	9,9%
% ARCILLA	2,0%	1,6%	1,8%	1,2%	2,4%	2,3%	9,5%	7,5%	6,4%	7,4%	5,9%	8,7%	9,4%	4,4%	6,2%	13,6%	1,9%	11,8%	6,4%	0,0%	0,0%	1,7%	9,0%

Tabla 5.14. parámetros estadísticos de las muestras analizadas.

6 Análisis e integración

En este trabajo final de licenciatura, se han examinado diversos aspectos como sedimentología, geomorfología, tectónica, clima, vegetación, hidrología y arqueología. Estos análisis se llevaron a cabo mediante investigaciones de campo y de gabinete en la desembocadura del río Diamante y los campos de dunas de sus inmediaciones, ubicados en los límites de las provincias de Mendoza y San Luis. Los resultados obtenidos permitieron elaborar un mapa geomorfológico y brindar un mejor entendimiento de la compleja dinámica entre los procesos eólicos y fluviales que modelan el paisaje.

El estudio de diversos campos de dunas lineales se han realizado por diferentes investigadores en diversas regiones del mundo, sujeto a distintos contextos climáticos (Rubin y Hunter, 1985; Roskin et al., 2011a; Roskin et al., 2011b; Stone, 2008; Telfer, 2007). De la misma forma, diversos autores realizaron aportes sobre el análisis de diferentes lóbulos o abanicos terminales de distintos tamaños, geometrías, pendientes y capacidad de transporte (Nanson y Knighton, 1996; Weissmann et al., 2005; Hartley et al., 2010; Weissmann et al., 2010; Latrubesse, 2015). La interacción entre estos elementos desempeñan un papel fundamental en la configuración del paisaje observado en el área de estudio.

Se postula que el control predominante en la evolución del paisaje se debe principalmente a factores climáticos, tectónicos y antropogénicos. Estos han regulado las condiciones dinámicas a lo largo de los años impactando directamente en el modelado del pedemonte mendocino.

6.1 El clima como un factor de control

Hacia finales del Pleistoceno se produce un evento a nivel mundial conocido como el Último Máximo Glacial donde se registra una amplia glaciación al norte de la Patagonia durante 30 y 14 ka AP con un pico máximo a los 20.8 ± 2.2 ka AP (Zech et al., 2017). Diversos autores indicaron que las condiciones áridas que afectaron a la región condujeron al desarrollo de los campos de dunas en la llanura pampeana y pedemonte andino distal (Iriondo y Krohling 1996, Tripaldi y Zárate 2014, Tripaldi y Forman 2016). Con posterioridad a los 14 ka AP, inicia un periodo

de mejoramiento climático marcado por oscilaciones, donde se revierte a condiciones interglaciares (Zárate, 2002; Mehl y Zárate, 2012). D'Antoni (1980, 1983) lleva a cabo análisis palinológicos en la zona de San Rafael, al sur del río Diamante, donde observa, durante los 12 ka AP, un cambio en la vegetación de estepa patagónica, vinculada a climas húmedos y fríos, hacia una vegetación de monte, asociado a un clima más cálidos y secos. Estas condiciones asociadas a climas más áridos habrían permitido mantener los campos de dunas activos en esta región durante el Holoceno temprano (Forman, 2014; Tripaldi y Forman, 2016)

A pesar de esto, durante el inicio del Holoceno hace 11.7 ka AP, en el pedemonte mendocino, se registra un marcado aumento en la humedad (Mehl et al., 2022). Este fenómeno se atribuye a la predominancia de un patrón climático caracterizado por lluvias durante la temporada de verano. Este patrón climático, estaría influenciado por el ASSA favoreciendo la ocurrencia de mayores precipitaciones durante la temporada estival y contribuyendo así a un aumento en la humedad relativa en la región. (Zárate and Páez, 2002; Markgraf et al., 2009; Piovano et al., 2009).

Otros aportes realizados por Mehl y Zárate (2012) plantean periodos de estabilidad climática, durante el Holoceno temprano, evidenciado por la presencia del desarrollo de suelos en la depresión de Tunuyán. Rojo et al., (2012) realiza estudios sobre la Salina de Bebedero en la provincia de San Luis donde propone a partir del registro sedimentario, que durante el Holoceno temprano, el sistema lacustre alcanza su nivel máximo, para luego disminuir continuamente hasta lograr los valores actuales alrededor de 3.6 ka AP. Las razones detrás de las condiciones ligeramente más húmedas en el área se explican a partir de la contribución de lluvias estacionales de verano, provenientes del Atlántico y/o el aporte de agua derivadas del deshielo a través de los sistemas fluviales.

Por otro lado, Forman (2014) y Tripaldi y Forman (2016) plantean el desarrollo de una fase depositacional eólica al norte de San Luis caracterizada por un clima semiárido donde se llevó a cabo la acumulación de mantos de arena que duró un periodo desde 12 a 1 ka AP. Teniendo en cuenta estas dataciones se estima que para el Holoceno temprano los campos de dunas del pedemonte mendocino así como la llanura pampeana se encuentran activos.

Para el Holoceno medio (8.2 - 4.2 ka AP) se realizaron investigaciones malacológicas sobre las provincias de Mendoza y San Luis, con resultados estériles

en la presencia de moluscos, que infieren condiciones áridas para este periodo (De Francesco 2010). Iriondo et al., (2009) sugiere que durante el Holoceno medio en las llanuras pampeanas se observa una variación climática a condiciones húmedas entre los 8.5 y 3.5 ka AP, destacada por temperaturas y precipitaciones superiores a las condiciones actuales. Posteriormente, este autor, identifica otro período más árido que abarca desde los 3.5 hasta los 1.4 ka AP.

Las variaciones climáticas registradas durante el Holoceno Medio podrían vincularse en parte por los fenómenos del Niño y la Niña los cuales según Wanner et al., (2008), se observa una mayor actividad de estos eventos después de aproximadamente 5 ka AP, lo que habría provocado la reorganización de los sistemas climáticos.

Hacia el Holoceno tardío el paisaje se asemeja considerablemente al actual con cuerpos de agua someros sugiriendo un mejoramiento climático que se manifiesta a través de un notable aumento en la abundancia y diversidad de moluscos dulceacuícolas (De Francesco 2010). A su vez, Paez et al., (2010) propone condiciones climáticas semejantes a las actuales a partir del establecimiento de vegetación de monte en la región.

Es relevante señalar, a partir de los registros históricos, la existencia de dos oscilaciones climáticas significativas registradas en el último milenio, conocidas como el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo (Guerra et al., 2017; Ponce et al., 2017). El primero tuvo lugar entre los años 800 y 1300 de nuestra era, mientras que el segundo se manifestó a partir de los 400 años y se vinculan mayormente a fenómenos de actividad solar (Quamar y Chauhan, 2014; Wanner et al., 2008). Krömer (1996) plantea que la Pequeña Edad de Hielo alcanzó condiciones suficientemente áridas como para generar la reactivación de dunas y otras geoformas eólicas.

La falta de información detallada sobre edades y estudios en la región, dificulta la tarea de precisar la edad en la que se desarrollaron los campos de dunas. Sin embargo, investigaciones arqueológicas en proceso, en el área de estudio, indican la presencia de depósitos eólicos acumulados en el Holoceno tardío (Clara Otaola, comunicación personal), lo que sugiere de manera preliminar que a pesar de ser dunas mayormente inactivas, estas presentan una cubierta sedimentaria con algún grado de agradación eólica que ocurre en conflicto con la vegetación.

En la actualidad, se experimentan eventos climáticos extraordinarios que no necesariamente se encuentran vinculados a patrones climáticos recurrentes. Estos eventos tienen un impacto significativo en el régimen hidrológico de los ríos, provocando cambios notables en la dinámica geomorfológica. La figura 6.1, obtenida en imágenes satelitales Landsat, proporcionadas por la USGS, ilustra una variación considerable en el régimen hidrológico del sistema del río Diamante, evidenciando cómo los desbordamientos del río, inundan gran parte de las áreas circundantes. Estos eventos se estima, son responsables de aportar la mayor parte del material fino presente en las distintas unidades geomorfológicas. Los desbordamientos permiten la decantación de este material, que con el tiempo es re TRABAJADO por la acción eólica redistribuyendolo. Además, la abundante vegetación de monte actúa como trampa, reteniendo estas partículas ante la acción del viento lo que evidencia la mala selección en las muestras tomadas de las dunas.

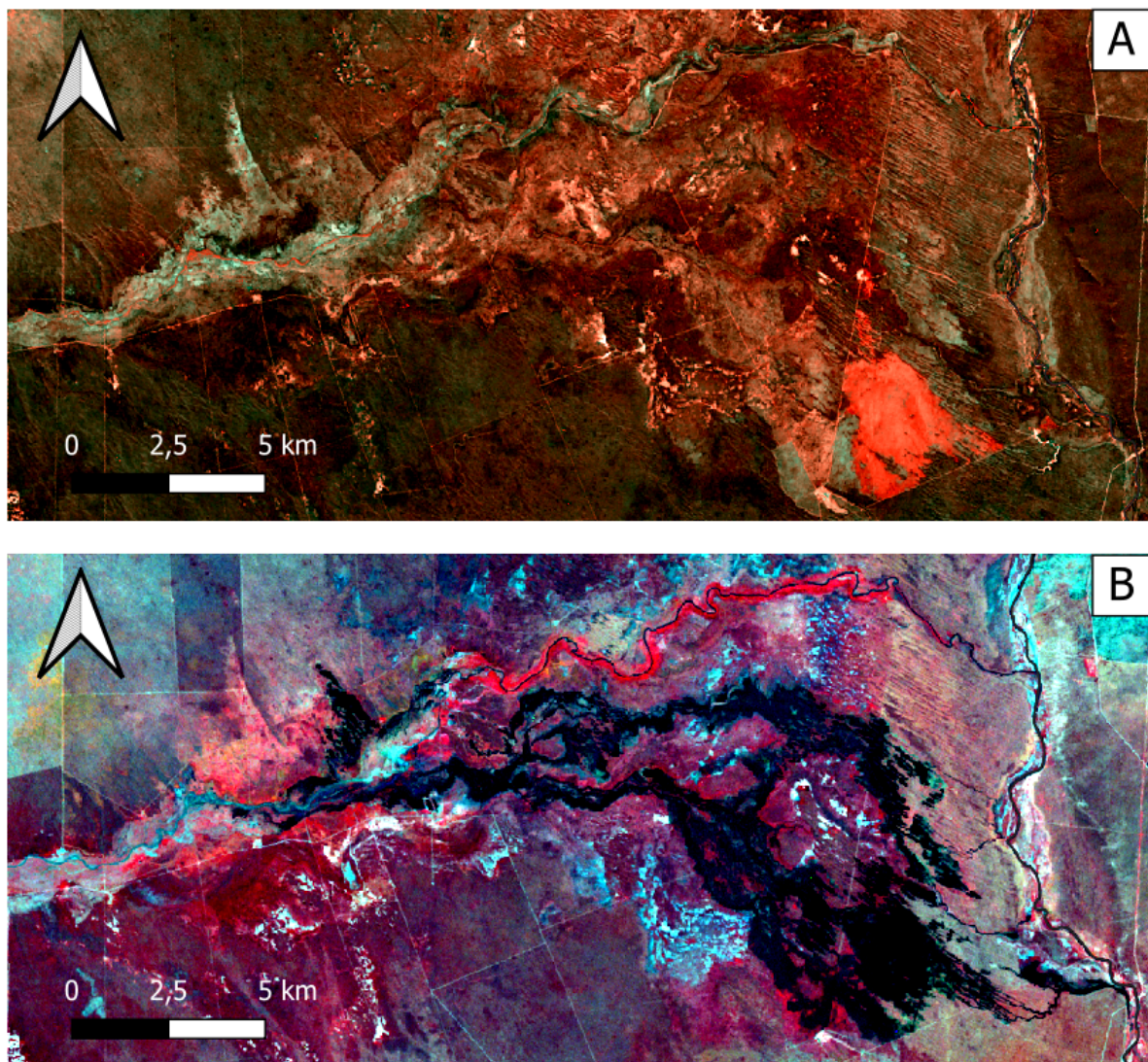


Figura 6.1. A: Imagen satelital Landsat 9 tomada en octubre de 2023. Se observa un régimen hidrológico muy pobre de color anaranjado (ombinación de bandas: roja: 1, verde: 5 y azul: 5) . B: Imagen satélite Landsat 8 tomada en diciembre del 2001. Se observan los cursos fluviales en un color azul oscuro y como gran parte del área por debajo del río Diamante se encuentra desbordada e inundada (combinación de bandas: roja: 4, verde: 3 y azul: 1).

6.2 La tectónica como factor de control

La actividad tectónica contribuye en el modelado del paisaje del pedemonte mendocino, la Cordillera de los Andes, actúa sobre la región como una barrera topográfica, que imprime en el área condiciones secas. Los vientos provenientes del Pacífico son incapaces de transportar la humedad suficiente, resultando en la

carencia de precipitaciones significativas en el área (Garreaud, 2009; Schwerdtfeger 1976).

Como se mencionó previamente en el capítulo de hidrología el río Desaguadero se encuentra encausado sobre una depresión tectónica vinculada a la sutura que provoca el levantamiento de las Sierras Pampeanas (Gonzalez Diaz, 1981). La diferencia en la elevación topográfica y el curso del río ha propiciado la formación de cárcavas entre estos elementos.

Adicionalmente, el relieve llano característico del pedemonte mendocino, combinado con la elevación de la sección más austral de las Sierras Pampeanas, incide de manera significativa en la disminución del caudal del río Diamante, así como en otros ríos ubicados hacia el norte. Este fenómeno favorece la pérdida de energía fluvial, dando lugar al desarrollo de lóbulos en la desembocadura de los ríos que descienden de la cordillera con el río Desaguadero.

Por otro lado, autores como Lorenzo (2019) y Mehl et al., (2022) plantean que las características topográficas regionales contribuyeron al desarrollo de un mega abanico que se extiende desde el cauce del río Diamante hasta el río Atuel caracterizado por su dimensión, proceso dominante, tipo de depósitos y radio, entre otros aspectos. Es así que la situación de sombra orográfica ha condicionado la formación de campos de dunas y la actividad fluvial está principalmente asociada a ríos antecedentes con cabeceras en la cordillera.

6.3 La actividad antropogénica como factor de control

Desde los primeros indicios de agricultura por parte de las comunidades indígenas hasta la llegada de colonizadores y los cambios más recientes en sistemas de irrigación, así como el desarrollo de represas y diques, han contribuido a la notable modificación del sistema fluvial del río Diamante y Desaguadero, impactando en la dinámica del paisaje en la región.

En la actualidad, mediante el análisis multitemporal y la información recopilada a través de entrevistas con los habitantes locales, se observa una marcada disminución en los caudales tanto del río Diamante como del río Desaguadero en los últimos años. Este fenómeno se atribuye, en parte, a la aridez natural característica de la región. Sin embargo, también se señala la influencia de la actividad humanas, como la utilización de aguas provenientes de sus afluentes

para la generación de energía hidroeléctrica, así como la construcción de diques y embalses destinados al riego de áreas cercanas a las ciudades de Mendoza, San Juan y San Rafael.

Esta intervención humana mencionada, ha transformado la cuenca originalmente exorreica del río Diamante, salvo por eventos esporádicos, en una cuenca que en la actualidad se comporta mayormente como endorreica (González, 2016). Este cambio en la hidrología del río evidencia la interconexión entre las actividades humanas a lo largo del tiempo y las transformaciones observadas en el entorno fluvial.

Otro impacto causado por la actividad humana en las inmediaciones del área de estudio es el aumento de incendios y la eliminación de la vegetación con fines agropecuarios que modifican el balance ambiental favoreciendo la erosión eólica y la reactivación de geoformas previamente inactivas (Tsoar y Møller, 1986).

7 Conclusiones

- Desarrollo de un mapa geomorfológico a una escala 1:215000 que abarca en su totalidad la zona de estudio, en el que se identificaron seis unidades geomorfológicas de origen eólico y fluvial.
- El análisis geomorfológico llevado a cabo proporcionó una caracterización detallada y un entendimiento profundo de la dinámica compleja resultante de la interacción entre los procesos fluviales y eólicos en la región estudiada.
- El análisis morfométrico realizado en conjunto con las observaciones de campo complementó el análisis geomorfológico, lo que ha sido fundamental para identificar las características distintivas de los diferentes campos de dunas presentes en la región estudiada.
- Los análisis granulométricos de las muestras recolectadas en el campo revelaron una notable heterogeneidad textural en los depósitos, que van desde arenas hasta fangos. Esta diversidad, frecuentemente mal seleccionada, se encuentra vinculada a la influencia fluvio-eólica que modela activamente el paisaje.
- Se propone un modelo de evolución ambiental para la región a partir del Pleistoceno Tardío para el pedemonte mendocino, el cual se caracteriza por oscilaciones climáticas que varían entre períodos húmedos y áridos. Los resultados obtenidos a partir de los análisis geomorfológicos, sedimentológicos e investigaciones de otros trabajos, permiten proponer una historia evolutiva durante el Holoceno hasta la actualidad.
- En los últimos dos siglos, la acción antrópica ha constituido un factor determinante en el control en los sistemas fluviales de pedemonte mendocino, ejerciendo un impacto significativo en los ríos Diamante y Desaguadero. Las modificaciones introducidas en la cuenca del Diamante como la construcción de represas, la utilización del agua para riego y el desvío del sistema fluvial, han conducido a una disminución progresiva de los caudales y una sustancial alteración de la zona terminal.
- El presente trabajo constituye el punto de partida para futuras líneas de investigación que busquen profundizar en el análisis del pedemonte mendocino desde un punto de vista geomorfológico, sedimentológico o inclusive, arqueológico.

Agradecimientos

Muchas personas se cruzaron en mi camino que me llevaron a tomar las decisiones que hoy me permiten concluir con este trabajo final de Licenciatura.

Quiero agradecer a mi padre, hermana y especialmente a mi madre quien me apoya y molesta para convertirme en la mejor versión de mi mismo.

Quiero agradecer a mi novia por su paciencia que estuvo ahí bancando en esos días de finales y horas al frente de la compu.

A mi directora, Alfonsina Tripaldi, que me enseñó con todo el entusiasmo, estando siempre presente cuando surgía una duda.

A Adriana Mhel que junto con Alfonsina, nos acompañó en el viaje de campaña, ayudándome e incluso alojándome en su propia casa.

A Ivana Ozan, que me brindó ayuda y consejos en el laboratorio.

A mis amigos viejos y nuevos que se cruzan en mi camino y lo vuelven divertido de transitar.

A todos los docentes del departamento de Ciencias Geológicas, por darme las herramientas necesarias para poder desarrollarme en un futuro como geólogo, y por todas las horas extras que dedican que no son apropiadamente reconocidas.

A todo el personal que trabaja en la facultad que siempre forman parte de la FCEN en el trasfondo.

Y a todas las personas que me brindaron su apoyo y entusiasmo en esta carrera tan linda.

Bibliografía

- Abassi, M., Feiznia, S., Abassi, H.R., Kazemi, Y., Gharanjik, A., 2011. Iran, Investigation on granulometry and mineralogy of sediments for source identification of Baluchestan sand dunes. *Journal of Range and Desert Research*, Research Institute of Forests and Rangelands, Tehran, Iranian. pp. 441–451.
- Abraham, E., del Valle, H.F., Roig, F., L, Torres., Ares, J.O., Coronato, F., Godagnone, R., 2009. Overview of the geography of the Monte Desert biome, Argentina. *Journal of Arid Environments* 73: pp.144-153.
- Baker, S.E., Gosse, J.C., McDonald, E.V., Evenson, EB., Martínez, O., 2009. Quaternary history of the piedmont reach of Río Diamante, Argentina. *J South Amer Earth Sci* 28: pp.54–73
- Beck, H., Zimmermann, N., McVicar, T., Vergopolan, N., Berg, A., Wood, E., 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. Vol - 5. *Scientific Data*.
- Berri, G.J., Flamenco, E.A., 1999. Seasonal volume forecast of the Diamante River, Argentina, based on El Nino observations and predictions. *Water Resources Research* 35 (12): pp. 3803–3810.
- Biurrun, F.N., Aguero, W.D., Teruel, D.F., 1012. Consideraciones fitogeográficas sobre la vegetación de los llanos de La Rioja. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. ISSN pp.1853-3647
- Blanes, P.S. y Giménez, M.C., 2006. Evaluación de los Niveles de Hierro y Arsénico en Aguas Naturales Subterráneas de la Región Centro-Oeste de la Provincia del Chaco - Argentina. *Información tecnológica*, 17(3): pp. 3-8.
- Blikra, L.H., and Nemec, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*. 45: pp.909 - 959.
- Cabrera, A.L., 1971. Fitogeografía de la República Argentina. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 14: pp.1–42
- Cabrera, A.L., 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. En Kugler W. F. (Ed.): *Enciclopedia argentina de agricultura y jardinería*. Tomo 2. 2da Edición. Buenos Aires Argentina. pp. 1-85.

Capitanelli, R., 1972. Geomorfología y clima de la provincia de Mendoza. Vol. 13 (Suplemento): pp.15-48

Chernicoff, C., Zappettini, E., 2003. Delimitation of tectonostratigraphic terranes of the southern-central region of Argentina: aeromagnetic evidences. *Revista Geológica de Chile* 30 (2): pp.299-316

Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., Vargas, W.M., 2002. Climatic change and quasi oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behavior with the southern African region. *Climate Dynamics* 18: pp.421-435

Costa, C.H., Gardini, C.E., Schmidt, C.J., 1998. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 53(2): pp.282-285

Criado Roqué, P., e Ibáñez, G., 1979. Provincia geológica Sanrafaelino-Pampeana. En: Turner, J.C. (ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba. Academia Nacional de Ciencias: pp.837-869

D'Antoni, H.L., 1980. Los últimos 30,000 años en el sur de Mendoza (Argentina). 3° Coloquio Paleobotánica y Palinología (México), *Memorias* 86: pp.83–108

D'Antoni, H.L., 1983. Pollen Analysis of Gruta del Indio. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 1: pp.83-104

De Francesco, C., 2010. Moluscos y paleoambientes del centro-oeste de Argentina durante el Cuaternario. En: Neme, G., Gil, A., (Eds) *Paleoecología humana en el sur de Mendoza: perspectivas arqueológicas*. Publicaciones de la Sociedad Argentina de Antropología. pp.151-174.

Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology*, 40(6): pp. 559-562.

Folguera, A., Zárate, M., 2011. Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°30'S and 41°S and its relation to the Andes evolution. *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, pp.123-134

Folguera, A., Zárate, M., 2018. La estructuración miocena tardía del Bloque de la Pampa Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (1): pp.115-133.

Folguera, A., Zárate, M., Etcheverría, M., Yamin, M., Chiesa, J., 2023. Late Cenozoic Stratigraphy and structure of the Varela block, southern San Luis province, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*,. Volume 132.

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

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

Forman, S.L., Tripaldi, A., 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 411: pp. 122-135.

Frau, S. C., 1946. Etnología de los Huarpes. Una síntesis. En: *Anales del Instituto de Etnología Americana*, Tomo 7: pp. 9-148.

Garcia, A., 2008. Frontera y mecanismos de dominación en el extremo suroriental del Tawantinsuyu. En: Gascón, M., Ots, M.J., *Fronteras y periferias en arqueología e historia*. Santiago de Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281(3-4): pp.180-195.

Garcia, A., 2009. El Dominio incaico en la periferia meridional del Tawantinsuyu. Revisión de las investigaciones arqueológicas en la región de Cuyo, Argentina. *Revista científica del Laboratorio de Arqueología y Etnohistoria de la Facultad de Ciencias Humanas*. Volumen I. Universidad Nacional de Río Cuarto. pp. 47-73.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 281(3-4): pp. 180-195.

Garreaud, R., 2009. The Andes climate and weather. Department of Geophysics, Universidad de Chile, Santiago, Chile. *Adv. Geosci.*, 22: pp. 3–11

Gil, A., Zárate, M.A., Neme, G., 2005. Mid-Holocene paleoenvironments and the archaeological record of southern Mendoza, Argentina. *Quaternary International* 132: pp. 81-94.

Gil, A., Neme, G., Otaola, C., 2010. Spatial tendencies and taphonomy: reviewing the intensification hypothesis in the Argentinean central west. Trabajo presentado en el 11th International Council for Archaeozoology, Paris.

Gil, A., y Peralta, E.A., Franchetti, F.R., Neme, G., 2022. Estructura Ambiental y Dinámica Poblacional Humana en el Sur de Mendoza. Sociedad Argentina de Antropología. pp. 95-123.

González Díaz, E.F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 27 d, San Rafael. Provincia de Mendoza. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Buenos Aires, Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín pp. 132-143.

González Díaz, E.F. 1981. Geomorfología. En: M. Yrigoyen (Ed.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8o Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires. pp. 193-236

González Díaz, E.F., Fauqué, L., 1993. Geomorfología. In: Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio, pp. 217–234

González Díaz, E.F. 1999. Cuaternario de la región de Cuyo. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, SEGEMAR, Capítulo 23: pp. 692-695

González, R.V., 2016. Usos del Río Desaguadero - Salado en la alta cuenca y sus consecuencias en La Pampa. Secretaría de Recursos Hídricos Gobierno de La Pampa. pp.1-15.

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

Guerra, L., Piovano, E.L., Córdoba, F.E., Tachikawa, K., Rostek, F., Garcia, M., Bard, E. y Sylvestre, F. (2017). Climate change evidences from the end of the Little Ice Age to the Current Warm Period registered by Melincué Lake (Northern Pampas, Argentina). Quaternary International, 438: pp. 160–174.

Gutierrez, A.G., Schnabel, S., Contador, F.A., 2011. Procesos, factores y consecuencias de la erosión por cárcavas; trabajos desarrollados en la península ibérica. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles N.º 55: pp. 59-80.

Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J. y Warwick, G.L., 2010. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. Journal of Sedimentary Research 80: pp.167–183

Hernandez, G.R., 1995. Modelo Geomorfométrico aplicado al estudio de la erosión en cárcavas. Revista geográfica de América Central. N°31: pp. 59-95.

Iriondo, M., Krohling, D., 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana. En: XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina. Actas, vol. IV, pp. 27-48.

Iriondo, M.H., Brunetto, E., Krohling, D.M.I., 2009. Historical climatic extremes as indicators for typical scenarios of Holocene climatic periods in the Pampean plain. Elsevier Science. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 283: pp. 107-119

Katzer, L., Gascón, M., 2019. Los Huarpes de Lavalle (Mendoza, Argentina). Territorio, recursos naturales y gubernamentalidad. *Revista de Antropología del Museo de Entre Ríos*. 5: pp. 1-14

Kostadinoff, J., Gregori, D., Bjerg, E., Raniolo, A., Alvarez, G., 2002. La prolongación austral de las Sierras de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 57: pp. 359-364

Kraemer, P.E., Escayola, M.P., 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: pp. 47-59.

Krömer, R., 1996. Los sedimentos cuaternarios del sudeste de la llanura mendocina. Implicancias paleoclimáticas. Instituto Argentino de Investigaciones de las Zonas Áridas Mendoza, Argentina. *Multequina* 5: pp. 49-55

Lancaster, N., 1982. Linear dunes. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 6: pp. 475–504.

Lavandaio, E.O.L., Marengo, H.G., Rosas, M.A. 2023. Mapa Geológico de la provincia de Mendoza. Escala 1:500.000. Provincias geológicas, síntesis estratigráfica y sitios de interés geológico. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Publicaciones N° 181: p. 63

Latrubesse, E., 2015. Large rivers, mega fans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who’s who” in the geological records. *Earth Science Reviews*. 146: pp. 1-30

Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1964. *Fluvial process in geomorphology* W. H. Freeman and Company. San Francisco: p. 522

Lorenzo, F.R., 2019. Evolución Geológica de la cuenca inferior del río Atuel durante el Holoceno provincia de Mendoza y La Pampa). Tesis Doctoral Inedita, Universidad Nacional de San Luis.

Lupari, M.N., Spagnotto, S.L., Nacif, S.V., Yacante, G., García, H.P.A., Lince-Klinger, F., Sánchez, M.A., Triep, E., 2015. Sismicidad localizada en la zona del Bloque San Rafael, Argentina. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. 32: pp. 190-202

Markgraf, V., Whitlock, C., Anderson, R.S., García, A., 2009. Late Quaternary vegetation and fire history in the northernmost Nothofagus forest region: Mallín Vaca Lauquen, Neuquén province, Argentina. *Journal of Quaternary Science* 24: pp. 248-258

McKee, E.D., 1979. Introduction to a study of global sand seas. En E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas*. pp. 1–19

McManus, J., 1988. Grain size determination and interpretation. Oxford. En: Tucker, M. (ed.) *Techniques in sedimentology*, Blackwell pp. 63–85

Mehl, A.E., Zárate, M.A., 2012. Late Pleistocene and Holocene environmental and climatic conditions in the eastern Andean piedmont of Mendoza (33- 34S, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. Volume 37: pp. 41-59

Mehl, A.E., Lorenzo, F.R., Guerci, A., Rojo, L.D., Zárate, M.A., 2022. Early and middle Holocene floodplain environment and vegetation dynamics at the Atuel - Diamante distributary fluvial system, Mendoza, Argentina. *Pergamon-Elsevier Science Ltd; Journal of South American Earth Sciences*. 118: pp. 1-15

Mercado, I.E., 2014. El Rol del Estado en la definición del perfil productivo del Oasis Sur de Mendoza: desde 1940 hasta la actualidad. Tesis de Grado Inedita. Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza. pp. 1-183.

Meteoblue, 2023 (<https://www.meteoblue.com>)

Mikkan, R.A., Muñiz, C.L., 2014. Atlas geomorfológico de la Provincia de Mendoza. 1ª edición. Mendoza, Argentina: Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad Nacional de Cuyo. Editorial. pp.126.

Morello, J., 1958. La provincia fitogeográfica del Monte. *Opera Lilloana* II. p. 155

Morello, J., Matteucci, S., Rodríguez, A., Silva, M., 2012. Ecorregiones y complejos ecosistémicos argentinos. Buenos Aires, Argentina. Editorial Orientación Gráfica S.R.L., pp. 752

Moscatelli, G., Puentes, I., Rodríguez, D., 2011. Suelos de Argentina. pp.1-13.

Nanson, G.C., Knighton, A.D., 1996. Anabranching rivers: the cause, carácter and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 21: pp. 201-239

Ojeda, G., Gómez, D., Chiesa, J., 2012. Dunas lunetas en el ambiente del río Desaguadero y su implicancia paleoambiental. Mendoza, Argentina. Universidad Nacional de San Luis. *Acta geológica* 24: pp 123–128.

Oyarzabal, M., Clavijo, J., Oakley, L., Biganzoli, F., Tognetti, P., Barberis, I., Maturo, H., Aragón, R., Campanello, P., Prado, D., Oesterheld, M., León, R., 2018. Unidades de Vegetación de la Argentina. *Ecología Austral*. 28: pp. 40-63

Paéz, M.M., Navarro, D., Rojo, L.D., Guerci, A., 2010. Vegetación y paleoambientes durante el Holoceno en Mendoza. En: Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. (Eds.): *Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno*. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires. pp. 175-212

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M., Sylvestre, F., 2009. Hydrological variability in south America below the tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) during the last 13.0 ka. En: Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M. (Eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. *Developments in Paleoenvironmental Research*, vol. 14: pp. 323-351

Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. *Cuaderno de Investigaciones y Estudios*. 4: pp. 4-10

Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Buenos Aires Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* T. XVII N° 3- 4: pp. 127- 349.

Ponce, J.F., Borromei, A.M., Menounos, B., y Rabassa, J., 2017. Late-Holocene and Little Ice Age palaeoenvironmental change inferred from pollen analysis, Isla de los Estados, Argentina. *Quaternary International*, 442, pp. 26–34.

Posada, F.C., Eberf, G., Lüdders, P., 2000. Efecto de la Salinidad por cloruro de sodio sobre el balance de nutrientes en plantas de lulo. *Agronomía Colombiana*, 17 pp. 85-90

Prohaska, F.J., 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En: *Climates in Central and South America*. *World Survey of Climatology* 12: pp.13-73

Pye, K., Tsoar, H., 1990. Aeolian sand and sand dunes. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, London 15: pp. 449–450.

Quamar, M.F., y Chauhan, M.S., 2014. Signals of Medieval Warm Period and Little Ice Age from southwestern Madhya Pradesh (India): A pollen-inferred Late-Holocene vegetation and climate change. *Quaternary International*, 325: pp. 74–82.

Rabassa, J. and Clapperton, Ch., 1990. Quaternary glaciation of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: pp. 153-174

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

Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. Buenos Aires Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 9 (31): pp.2- 9.

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

Ramos, V.A., Vujovich, G.I., 1993. The Pampia Craton within Western Gondwanaland. In: Ortega- Gutiérrez, F., Coney, P., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A. (eds) *Proceedings of The First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, México, pp.113–116.

Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*. 50 (3-4), pp. 243-255.

Ramos, V.A., Folguera, A., 2011, Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201 (1-4): pp.53-64

Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A., Spagnuolo, M., 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34–37 SL). *Geoscience Frontiers*, 5(3): pp. 351-367.

Raquero, E., Gay, J.L., Zazo, C., 1997. Nuevos índices cronológicos de evolución de los suelos en terrazas fluviales. *Estudios Geológicos*., 53: pp.3-15.

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

Rodríguez, E., Barton, M., 1993. El Cuaternario de la llanura. In: Ramos, V. (Ed.), *Geología*

y Recursos Naturales de Mendoza, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio, Mendoza, pp. 173–194.

Roig, F.A., 1972. Bosquejo Fisionómico de la Vegetación de la provincia de Mendoza. En: Roig, F. A. (Ed): Geología, geomorfología, climatología, fitogeografía y zoogeografía de la provincia de Mendoza, pp.49-80

Roig, F., Martínez Carretero, E., Méndez, E., 2000. Mapa de vegetación de la Provincia de Mendoza, Editores Abraham, M., Rodríguez Martínez, F., Mendoza. En: Recursos y problemas ambientales de zona árida. p. 10.

Roig, F.A., Roig-Juñent, S., Corbalán, v., 2009. Biogeography of the Monte Desert. *Journal of Arid Environments* 73: pp.164-172.

Rojo, L.D, Paez, M.M., Chiesa, J.O., Strasser, N.S. Schäbitz, F., 2012. Palinología y condiciones Paleoambientales Durante los últimos 12.600 Cal. Años AP en Salinas Del Bebedero (San Luis, Argentina). *Ameghiniana*, 49 (4): pp.427 - 441.

Rolleri, E.O., Criado Roque, P., 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4a Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: pp.1-60.

Roskin, J., Porat, N., Tsoar, H., Blumberg, D.G., Zander, A.M., 2011. Age, origin and climatic controls on vegetated linear dunes (VLDs) in the northwestern Negev desert (Israel). *Quaternary Science Reviews* 30: pp.1649-1674.

Rubin, D.M., Hunter, R.H., 1985. Why deposits of longitudinal dunes are rarely recognized in the geologic record. *Sedimentology* 32: pp.147-157.

Salomón, M.A., Soria, N.S., Fernández, R., Rubio, C., 2006. Evaluación de degradación de tierras en zonas áridas. Mendoza departamento de Lavalle. Laboratorio de Desertificación y Ordenamiento Territorial. pp.1-92.

Schwerdtfeger, W., 1976. The atmospheric circulation over central and south america. in: climates of central and south america. world survey of climatology 12, Elsevier, pp. 2-12.

Sepúlveda, E., Carpio, F., Regairaz, M., Zanettini, J., Zárate, M.A., 2007. Hoja Geológica 3569-II, San Rafael, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 321. Buenos Aires. Segunda edición revisada. pp. 59.

Smith, H.T.U., 1939. Sand dune cycle in western Kansas. *Bulletin. Geological Society of America*. 50: pp. 1934-5.

Smith, H.T.U., 1940. Geological studies in southwestern Kansas. Bulletin Kansas Geological Survey. pp. 34

Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S.R., 1989, Anatomy of an avulsion: Sedimentology. Vol 36, pp. 1-23.

Stone, A.E.C., Thomas, D.S.G., 2008. Linear dune accumulation chronologies from the southwest Kalahari, Namibia: challenges of reconstructing late Quaternary palaeoenvironments from aeolian landforms. Quaternary Science Reviews 27: pp 1667-1681.

Telfer, M.W., Thomas, D.S.G., 2007. Late Quaternary linear dune accumulation and chronostratigraphy of the southwestern Kalahari: implications for aeolian palaeoclimatic reconstructions and predictions of future dynamics. Quaternary Science Reviews 26: pp. 2617-2630.

Thomas, D.S.G., 1986. Dune pattern statistics applied to the Kalahari dune desert, Southern Africa. Zeitschrift für Geomorphologie 30: pp. 231–242.

Thomas, D.S.G., 1987. Analysis of linear dune sediment-form relationships in the Kalahari dune desert. Earth surface processes and landforms 13(6) pp. 545–553.

Thomas, W.A. y Astini, R. A., 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. Science, 273: pp. 752–757

Tibaldi, A. M., Otamendi, J. E., Gromet, L. P. y Demichelis, A. H., 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the emplacement of primitive OIB-like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. Journal of South American Earth Sciences, 26: pp. 172–187

Tripaldi, A., 2010. Campos de dunas de la planicie sanrafaelina: patrones de dunas e inferencias paleoclimáticas para el Pleistoceno tardío-Holoceno. In: Zárate, M.A., Gil, A., Neme, G., Paleoambientes y ocupaciones humanas del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires, pp. 65–93

Tripaldi, A., Zárate, M.A., 2014 A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes; Elsevier; Quaternary International; 410; Part B. pp. 96-110

Tripaldi, A., Forman, S.L., 2016. Eolian depositional phases during the past 50 ka and inferred climate variability for the Pampean Sand Sea, western Pampas, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 139: pp. 77–93.

Tripaldi, A., Zárate M.A., Neme G.A., Gil A.F., Giardina M., Salgán M.L., 2017. Archaeological site formation processes in northwestern Patagonia, Mendoza Province, Argentina. *Geoarchaeology* 32: pp. 605–621.

Tsoar, H., Moller, J., 1986. The role of vegetation in the formation of linear sand dunes. In W. G. Nickling (ed.) *Aeolian Geom.*, Allen and Unwin, Boston, pp. 75-95.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4), 258-273.

Villagra, P.E., Defossé, G.E., del Valle, H.F., Tabeni, S., Rostagno, M., Cesca, E., Abraham, E., 2009. Land use and disturbance effects on the dynamics of natural ecosystems of the Monte Desert: Implications for their management. *Journal of Arid Environments* 73: pp. 202-211.

Wanner, H., Beer, J., Butikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C, Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M. y Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 27. pp. 1971-1828.

Weissmann, G.S., Bennett, G.L. y Lansdale, A.L., 2005. Factors controlling sequence development on Quaternary fluvial fans, San Joaquin Basin, California, USA. In: Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (Eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*, 251. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 169–186.

Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olsen, M., Buehler, H. Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology* 38, 39–42.

Zech, J., Terrizzano, C.M., Garcia, M.E., Veit, H., Zech, R., 2017. Timing and extent of late pleistocene glaciation in the arid Central Andes of Argentina and Chile (22°-41°S). *Cuadernos de Investigación Geográfica*. pp. 43.

Zárate, M.A., Páez, M.M., 2002. Los paleoambientes del Pleistoceno tardío-Holoceno en la cuenca del Arroyo La Estacada, Mendoza. In: Trombotto, D.,

Villalba, R. (Eds.), IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales. Instituto Argentino de Nivología/Glaciología y Ciencias Ambientales, Mendoza, Argentina, pp. 117-121.

Zárate, M., Mehl, A., Tripaldi, A., 2016. The Continental Record of Marine Isotope Stage 3 (MIS 3; ~60–25 ka) in Central Argentina: Evidence from Fluvial and Aeolian Sequences. En: Gasparini, G., Rabassa, J., Deschamps, C., Tonni, E., Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA B.P. -30 KA B.P. Springer Earth System Sciences. pp. 167-181.

Zuidam, R.A., 1967. Geomorphological development of the Zaragoza Region, Spain, State University of Utrecht. pp. 211.