



TRABAJO FINAL

GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN GEOLOGICA DEL BAJO SLAPELIZ, PATAGONIA ARGENTINA

Autor: Patricio Martín Ruiz

Director: Dr. Alejandro Montes

Co-director: Dr. José Oscar Allard

Comodoro Rivadavia, Chubut - 2024

Índice

Resumen	3
1. Introducción	4
1.1. Objetivos	4
1.2. Ubicación geográfica	4
1.3. Antecedentes	5
1.3.1. Bajos sin salida de la Patagonia	5
1.3.2. Relieve de la Patagonia	5
1.3.3. Deflación eólica	7
1.3.4. Morfometría de cuencas hídricas	8
2. Contexto geológico	10
3. Condiciones climáticas	14
4. Metodología	19
4.1. Cartografía geomorfológica	19
4.2. Análisis granulométrico	20
4.2.1. Tamizado en seco	20
4.2.2. Tamizado en húmedo	22
4.2.3. Sedígrafo laser	24
4.3. Fotogrametría con vehículo aéreo no tripulado (VANT)	25
4.4. Morfometría fluvial	25
4.5. Curvas hipsométricas	29
4.6. Valores pluviométricos en la estancia Buena Vista	32
4.7. Modelos de elevación digital, cálculo volumétrico y perfiles <i>SWATH</i>	32
4.8. Paleocorrientes sobre terrazas fluviales	34
5. Resultados. Geología y geomorfología de la Patagonia central extraandina entorno al bajo Slápeliz	36
5.1. Geomorfología y edades absolutas	36
5.2. Perfiles <i>SWATH</i> y paleocorrientes en terrazas fluviales	40
5.3. Geoformas próximas al bajo Slápeliz vinculadas a la geología de subsuelo	43
6. Resultados. Geomorfología del bajo Slápeliz	46
6.1. Caracterización morfológica y sedimentaria de unidades geomorfológicas	46
6.2. Análisis granulométrico de unidades geomorfológicas y sitios de interés	66
6.2.1. Análisis granulométrico en seco y en húmedo	66
6.2.2. Análisis granulométrico con sedígrafo laser	73
6.3. Datos pluviométricos en la estancia Buena Vista	76
6.4. Morfometría fluvial	78

6.5. Curvas hipsométricas	83
7. Resultados. Deflación en el bajo Slápeliz	86
8. Discusión	92
8.1. Análisis granulométrico y presencia de agregados	92
8.2. Cuñas de hielo fósil	93
8.3. Megaóndulas	95
8.4. Morfometría fluvial y curvas hipsométricas	96
8.5. Precipitación en la estancia Buena Vista y su comparación con datos de la región	100
8.6. Registro de actividad neotectónica	102
8.7. Tasas de profundización del bajo Slápeliz	104
8.8. Evolución del bajo Slápeliz	106
9. Conclusiones	114
Agradecimientos	117
Bibliografía	118
Anexos	131

Resumen

Los bajos sin salida corresponden a geoformas recurrentes de la Patagonia extraandina. La región se sitúa dentro de la faja de vientos del oeste (*westerlies*) caracterizada por vientos secos de gran intensidad y frecuencia con dirección predominante oeste-este. Estos vientos provenientes desde el océano Pacífico, descargan su humedad en la cordillera de los Andes y llegan secos a las mesetas patagónicas generando condiciones desérticas, cumpliendo una importante influencia en el modelado del paisaje. Asociados a los bajos sin salida existen condiciones litológicas, tectónicas y geomorfológicas iniciales que permitieron su origen mediante procesos de meteorización, remoción en masa, erosión fluvial y deflación. En este contexto endorreico, el viento es el único agente capaz de erosionar y transportar sedimentos desde el sector más deprimido del bajo, modificando el nivel de base local y reactivando a los procesos previamente mencionados. Esta contribución utiliza al bajo Slápeliz como caso de estudio para reconocer, a través de su caracterización geomorfológica y su contexto paleoclimático, los procesos involucrados en la profundización de los bajos de Patagonia. En particular, los resultados permiten evaluar la influencia de mecanismos estructurales y erosivos.

El bajo Slápeliz se ubica en el extremo norte de la provincia de Santa Cruz en el límite entre el Flanco Oeste y la Faja Plegada de San Bernardo en la cuenca del Golfo San Jorge. Corresponde a una cuenca endorreica elongada en dirección noroeste-sureste que supera los 160 metros de profundidad y cubre una superficie de 161,84 km². Esta depresión constituye un conspicuo ejemplo de inversión de relieve ya que los sedimentos que impidieron la depositación de gravas arenosas glaci-fluviales, en el sector actualmente ocupado por el bajo habrían constituido un alto topográfico (entre el Mioceno tardío y el Plioceno) Por otro lado, el contexto tectónico define una zona sometida a contracción durante ese período.

El estudio realizado demuestra que la génesis del bajo es multifactorial y no está limitada solo a la deflación, sino también a las condiciones litológicas, tectónicas y climáticas del lugar, lo cual transforma al bajo Slápeliz en un excelente ejemplo donde la deflación retroalimentó el sistema modelando el paisaje. Este proceso constituye el principal mecanismo de profundización del bajo, donde las tasas estimadas permiten compararlo con ejemplos de otras regiones áridas del planeta.

Capítulo 1 – Introducción

1.1 Objetivos

Objetivo principal:

Identificar y caracterizar las principales unidades geológicas y geomorfológicas de la zona del bajo Slápeliz y elaborar un modelo evolutivo que explique el origen de esta depresión.

Objetivos específicos:

- Identificar los controles geológicos y estructurales que permitieron el desarrollo del bajo Slápeliz.
- Reconocer los procesos involucrados en la profundización del bajo con el fin de cuantificar la influencia de mecanismos estructurales y erosivos.
- Analizar la relación entre la distribución de las unidades geológicas y geomorfológicas y los procesos de profundización del bajo.
- Reconocer evidencias sedimentarias y geomorfológicas que permitan ubicar temporalmente las diferentes etapas de formación del bajo, desde su origen hasta la actualidad.
- Comprender el vínculo entre los procesos geomorfológicos activos y las condiciones climáticas en el bajo y su entorno. Caracterizar los parámetros climáticos principales actuales en el bajo Slápeliz y zonas aledañas a partir de datos meteorológicos.

1.2 Ubicación geográfica

El bajo Slápeliz está ubicado en la Patagonia central extraandina, en el norte de la provincia de Santa Cruz, a 200 kilómetros al oeste de la ciudad de Comodoro Rivadavia. Las vías de acceso terrestre son la Ruta Nacional N°26, la Ruta Provincial N°20 y caminos internos de la estancia Buena Vista (Fig. 1).

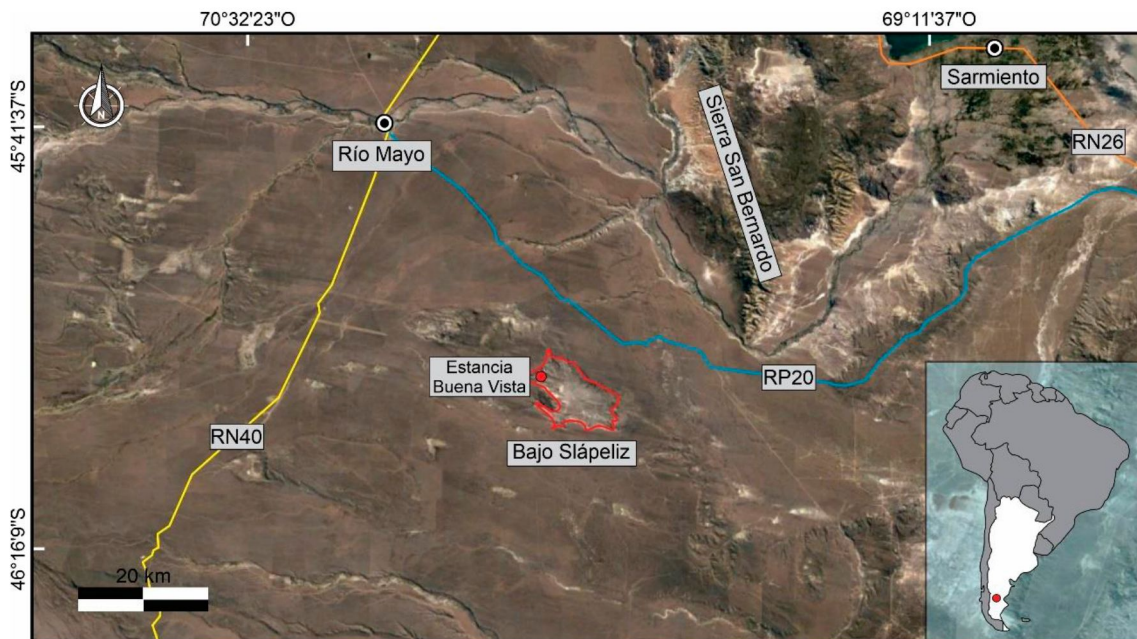


Figura 1. Ubicación del área de estudio y vías de acceso.

1.3 Antecedentes

1.3.1 Bajos sin salida de Patagonia

El estudio de los bajos sin salida ha sido abordado desde distintas disciplinas y técnicas, las cuales han contribuido en mayor o menor medida a su conocimiento integral. Esto ha permitido avanzar con la comprensión de su origen y evolución, contribuyendo a un mejor entendimiento de la dinámica del relieve en diferentes contextos geológicos y climáticos.

La geomorfología de estas depresiones en la Patagonia extraandina y en otras áreas del mundo, donde predominan climas áridos o semiáridos, han sido ampliamente estudiados desde distintas disciplinas como la sedimentología, climatología, geomorfología, entre otras (Goudie *et al.* 2013; Washington *et al.* 2006). En términos generales, son depresiones que pueden presentar diferentes dimensiones, que varían entre unas pocas decenas hasta varios cientos de metros de profundidad y entre cientos de metros hasta decenas de kilómetros de diámetro. En planta pueden presentar diferentes formas, que varían de circulares a ovalados. Desde el punto de vista genético, estos elementos están asociados a condiciones predominantemente áridas o semiáridas donde se requieren condiciones particulares del relieve y la geología.

1.3.2 Relieve de la Patagonia

Las mesetas en la Patagonia extraandina son en gran medida el resultado de procesos geológicos que generan la inversión de relieve, donde las actuales terrazas fluviales y mesetas basálticas correspondían en el pasado a valles fluviales o zonas bajas

de la región (Césari y Simeoni, 1994; Simeoni, 2008). La mayoría de los bajos sin salida responden a antiguos altos topográficos que no fueron sepultados por las coladas basálticas ni por los mantos de gravas, quedando expuestos a la deflación. Estos mantos de gravas son conocidos regionalmente como Rodados Patagónicos, los cuales constituyen por su extensión y homogeneidad uno de los elementos más distintivos del paisaje de la Patagónica oriental, incluso descriptos en publicaciones geológicas antiguas bajo el nombre de *Gravel Formation of Patagonia* (Darwin, 1876). Su origen se vincula con el escurrimiento superficial de grandes caudales de agua y una gran energía vinculados a los ríos provenientes del derretimiento de los glaciares ubicados sobre la cordillera de los Andes, posiblemente influenciados por la tectónica y/o descensos del nivel del mar (Martínez y Kutschker, 2011). Las condiciones periglaciares o *cuasi*-periglaciares de los sectores extraandinos fueron fundamentales para la formación de estos depósitos de grava y, en simultáneo, en otros sectores que no presentaban influencia hídrica se profundizaban o generaban nuevos bajos en la Patagonia extraandina (Fig. 2). Entre ellos se reconocen el Gran Bajo Oriental (1) (Simeoni, 2008), el bajo Kensel (2), el bajo La Cancha (3), y algunos ubicados en cercanías de la Sierra San Bernardo como el Gran Bajo del Salitral (4) (Martínez *et al.* 2014). Fidalgo y Riggi (1965), plantean que el bajo Kensel tiene una forma pentagonal de 20 km², elongada en dirección oeste-este y los procesos que contribuyeron a su formación fueron de mayor a menor medida, la meteorización, el lavado laminar, la deflación y el retroceso de la pendiente.

Martínez (2011), revisó y actualizó a partir de imágenes SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) la información sobre el origen y la edad de algunos bajos sin salida en la Patagonia extraandina, entre ellos el Gran Bajo de San Julián (5), Gran Bajo del Gualicho (6), bajo de la Tierra Colorada (7), bajo de Sarmiento (8) proponiendo que no solo la litología, la estructura, la tectónica y la geomorfología inicial participan de la formación de estos; sino que la acción fluvial, los movimientos de remoción en masa, la meteorización y la deflación desde el Mioceno hasta la actualidad, son procesos fundamentales para la disponibilidad de sedimentos. En el Gran Bajo del Gualicho se encuentra la salina homónima de 28.000 hectáreas. Sgrosso (1933), la describe por primera vez como un bajo relleno de aluviones y formaciones salitrosas, clasificándolo como una honda depresión originada posiblemente por fenómenos de deflación.

El bajo del Diablo (9) corresponde a una depresión situada al noreste de la provincia de Chubut y su génesis está vinculada a los cambios climáticos del cuaternario donde existieron momentos de condiciones frías, secas y ventosas y momentos

interglaciares donde existió un aumento en la humedad (González Díaz y Di Tommaso (2013). Estos autores reconocen y describen las geoformas externas e internas del bajo, entre ellas planicies aluviales, terrazas y paleovalles, cordones lagunares, paisajes exhumados, pedimentos, abanicos y planicies aluviales.

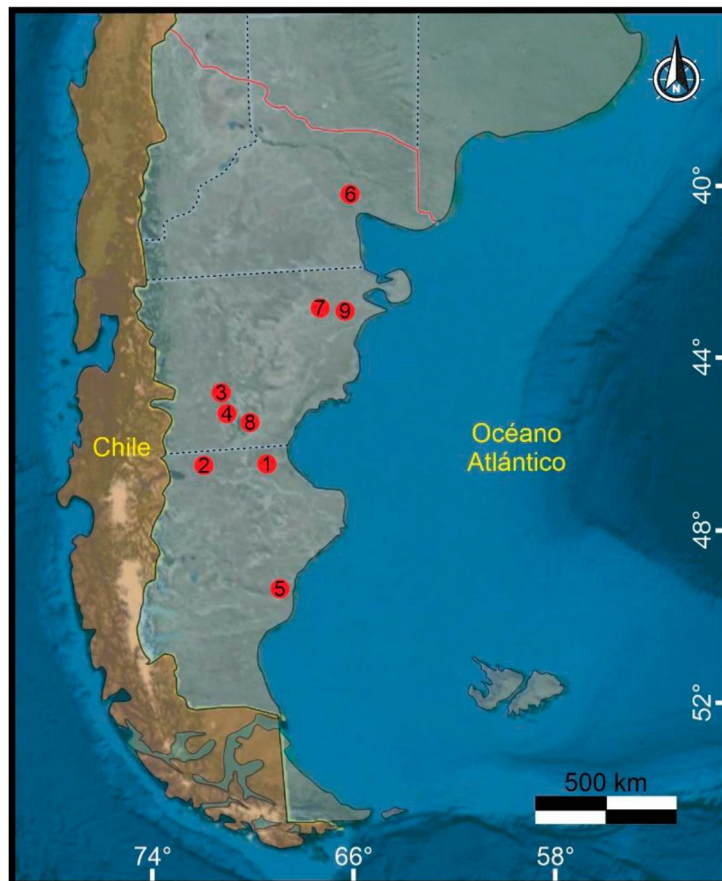


Figura 2. Imagen satelital con la ubicación de bajos sin salida estudiados en la Patagonia extraandina por diferentes autores. 1) Gran Bajo Oriental. 2) Bajo Kensel. 3) Bajo La Cancha. 4) Gran Bajo del Salitral. 5) Gran Bajo de San Julián. 6) Gran Bajo del Gualicho. 7) Bajo de la Tierra Colorada. 8) Bajo de Sarmiento. 9) Bajo del Diablo.

1.3.3 Deflación eólica

Distintos investigadores abordaron el estudio de los bajos sin salida en diferentes regiones áridas del planeta, no solo caracterizando geoformas internas y externas, sino también analizando y comparando las tasas de deflación, con el fin de cuantificar el material movilizado por el viento en un tiempo dado. Bristow *et al.* (2009), trabajaron sobre la depresión de Bodélé, ubicada en Chad (África central), donde obtuvieron tasas de deflación de 1,6 mm/año utilizando edades numéricas con el método *Optically Stimulated Luminescence* (OSL). Este valor alcanza los 10 mm/año al analizar la topografía de canales invertidos, el lecho del lago expuesto y otras unidades geomorfológicas, entre ellas *yardans*, que fueron formados sobre diatomitas dentro de la

depresión. Las salinas del Fraile, en la Puna argentina fueron estudiadas por McMillan y Schoenbohm (2020) donde obtuvieron tasas que varían entre 0,06 y 0,23 mm/año. Kapp *et al.* (2011), analizaron la cuenca occidental de Qaidam en la meseta tibetana al noroeste de la República Popular de China y determinaron que las tasas oscilan entre valores menores a 0,12 mm/año y 1,1 mm/año. Sin embargo, dos años después Rorhmann *et al.* (2013) propusieron que la tasa de deflación era de $0,125 \pm 0,05$ mm/año. También en China, en la provincia de Xinjiang, la cuenca de Hami, cuenta con una tasa de deflación de entre 0,02 y 0,07 mm/año (Pullen *et al.* 2017). Gutiérrez *et al.* (2013) obtuvieron que, en la depresión de Ebro (España), la tasa de deflación es cercana a los 3 mm/año. De Silva *et al.* (2009) realizaron un trabajo sobre la erosión de ignimbritas en los Andes Centrales de Chile, Bolivia y Argentina buscando una analógica con la formación de Medusae Fossae, en Marte, determinando que las tasas de deflación varían entre 0,03 y 0,07 mm/año. Los estudios de deflación no se restringen a contextos terrestres evidenciando la importancia de este proceso en el modelado de las superficies planetarias. Por ejemplo, las llanuras de Gusev en Marte, fueron analizadas por Grant *et al.* (2006a), quien caracterizaron el patrón de los cráteres en Gusev y Meridiani, los cuales no presentan evidencias de erosión hídrica. Por lo tanto, conociendo las condiciones climáticas de Marte desde el Hesperiano, Golombek *et al.* (2006), obtuvieron tasas de erosión que varían entre 1×10^{-7} y 1×10^{-5} mm/año. El punto de aterrizaje del Pathfinder en Marte presentó una tasa de deflación 2×10^{-8} mm/año (Golombek y Bridges, 2000) y en el punto de aterrizaje del Viking Lander 1, Ardvinson (1979) registró una tasa de 1×10^{-6} mm/año. En Venus, Strom (1993) determinó tasas que oscilan entre 3×10^{-6} y 6×10^{-4} mm/año.

1.3.4 Morfometría de cuencas hídricas

Las cuencas hídricas son sistemas fundamentales de transferencia de agua y sedimentos que modelan el paisaje. Una de las herramientas de cuantificación de parámetros geomorfológicos más utilizada es la morfometría fluvial. Por ejemplo, la densidad de drenaje propuesta por Horton (1932), permite plantear que cuanto mayor sea la densidad del drenaje, más rápida será la evacuación del agua frente a una tormenta. Otros parámetros morfométricos son la relación de bifurcación o el análisis hipsométrico, que es el estudio de la relación entre el área de una cuenca con respecto a su elevación (Strahler, 1952). Distintos especialistas han realizado análisis y parametrización de cuencas hídricas de Argentina y del mundo. Por ejemplo, Gaspari *et al.* (2012) realizaron una caracterización morfométrica a partir de imágenes satelitales, modelos de elevación

digital y sistemas de información geográfica de la cuenca alta del río Sauce Grande, en la provincia de Buenos Aires. Sus resultados permitieron determinar que la misma cuenta con un equilibrio dinámico del sistema acorde a sus condiciones hidrológicas, geomorfológicas y topográficas. A nivel local, Paredes *et al.* (2020) compilaron información de la geomorfología cuantitativa de siete cuencas de drenaje que se encuentran en inmediaciones de la ciudad de Comodoro Rivadavia y su comportamiento luego de la tormenta que azotó el área a fines de marzo y principios de abril del año 2017. En particular, realizaron una comparación morfométrica y reconocieron que la respuesta rápida del flujo durante las tormentas tiene una relación directa con los parámetros calculados.

Capítulo 2 – Contexto geológico

El bajo Slápeliz se encuentra en la cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ), ubicada entre los 65° y 71° de longitud oeste y 45° y 47° de latitud sur. Esta cuenca sedimentaria limita al norte con la cuenca de Cañadón Asfalto y el Macizo Nordpatagónico, al sur con la Región del Deseado, al este con la plataforma continental atlántica, al oeste con el Batolito Patagónico y cuenta con una superficie aproximada de 170.000 km² (Figari *et al.* 2015). La cuenca presenta un basamento cristalino y está asociada a esfuerzos extensionales que generaron depocentros que fueron rellenados por potentes secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. La zona de estudio se ubica en el límite entre la Faja Plegada de San Bernardo y el Flanco Oeste (Figari *et al.* 1999). Allí el registro comienza con el Jurásico y Cretácico inferior representado por potentes cuñas de *hemigrabenes*, sobre las cuales se deposita el Grupo Chubut en un contexto polihistórico de reactivación extensional seguido de subsidencia termal, que luego da paso a inversión tectónica positiva (Allard *et al.* 2022). Cevallos y Villar (2016) definen una columna estratigráfica en inmediaciones del área de estudio donde el registro en subsuelo comienza con el Grupo Las Heras (Fig. 3). Por encima yace en discordancia el Grupo Chubut que corresponde a depósitos lacustres y fluviales con importante participación de material volcánico y piroclástico. Este grupo inicia con la Formación Pozo D-129 de ambiente lacustre y la Formación Matasiete que corresponde al engranaje lateral y es de ambiente fluvial (Barremiano? - Aptiano). Por encima se deposita la Formación Castillo (Albiano) (Bridge *et al.* 2000) correspondiente a un sistema aluvial-fluvial fuertemente influenciado por el aporte de ceniza volcánica (Paredes *et al.* 2015). Con una disminución en la proporción de material piroclástico, se deposita la Formación Bajo Barreal, también de ambiente fluvial y de edad Cenomaniana - Campaniana (Clyde *et al.* 2014). Casal *et al.* (2015), calibraron el contexto estratigráfico e incorporaron la Formación Lago Colhué Huapi (Coniaciano – Maastrichtiano) representada por un registro de ambiente fluvial con probable engranaje lateral con la Formación Salamanca. Esta última unidad corresponde a una de las trasgresiones marinas desde el océano Atlántico y tiene una edad Cretácico superior – Paleoceno inferior. El registro Paleoceno incluye la primera transgresión atlántica, la cual en la Faja Plegada de San Bernardo (FPSB) estuvo parcialmente condicionada por el levantamiento de las morfoestructuras (Feruglio, 1949; Camacho, 1967; Paredes *et al.* 2006; Gianni, 2016). La Formación Sarmiento (Paleógeno – Neógeno temprano) está representada principalmente por chonitas y tobas finas, conglomerados intraformacionales, bentonitas y tufoarenitas con estratificación entrecruzada (Foix *et al.*

2021). Corresponde a un ambiente loésico y fluvial donde ambos ambientes alternaron en el tiempo y en el espacio respondiendo a las variaciones climatológicas, tectónicas y al aporte volcánicoclástico (Bellosi, 2010b; Bellosi y Krause, 2014) proveniente del arco volcánico andino del noroeste (Feruglio 1949) y centro-oeste patagónico. La Formación Chenque (Oligoceno tardío – Mioceno temprano) es otro registro de una transgresión marina desde el océano Atlántico y está representada por planicies costeras de ambiente estuarino a deltaico y sobre ella se reconocen facies de llanuras aluviales, con canales sinuosos y dunas eólicas (Bellosi, 1995; 1998; Bellosi y Jalfin, 1996). Por encima de esta y en concordancia, se deposita la Formación Santa Cruz que se extiende en el sur de la provincia de Chubut y al norte de Santa Cruz y se ha reconocido dentro del bajo Slápeliz (Cobos y Panza, 2003). La Formación Santa Cruz está conformada principalmente por areniscas grises, grises-azuladas y amarillentas con algunos conglomerados, fangolitas y tobas depositadas en ambientes mixtos y continentales (Feruglio, 1949). Se la vincula a ambientes continentales, fluviales y eólicos (Bellosi, 1995; Cobos y Panza, 2003; Oporto Romero y Paredes, 2022). Su edad aún es una incógnita, donde sólo es posible acotarla por sus relaciones estratigráficas respecto a la subyacente Formación Chenque (Foix *et al.* 2021) por lo que se infiere que la edad máxima se extendería a 15.97 ± 0.05 Ma. La edad mínima es aún más incierta, pero se utiliza a los mamíferos fósiles correspondientes a las edades SALMA (*South American Land Mammal Ages*) el Burdigaliano – Langhiano en la provincia de Santa Cruz (Perkins *et al.* 2012). A su vez, Genge *et al.* (2022) a partir del estudio de circones detríticos propone una edad máxima de depositación (MDA) para la Formación Santa Cruz de 17.54 ± 0.4 hasta 17.83 ± 0.39 Ma.

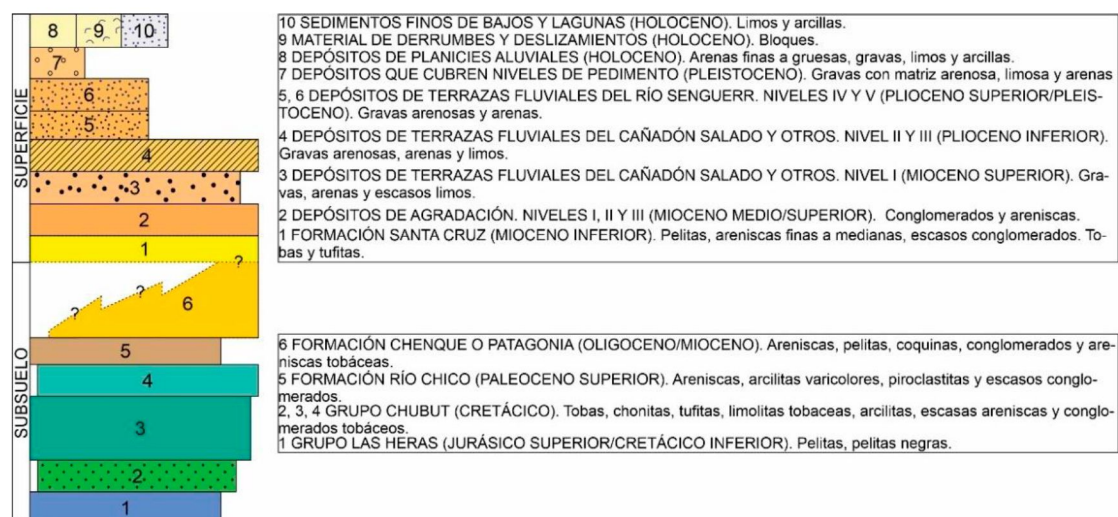


Figura 3. Columna estratigráfica esquemática integrando las formaciones que se encuentran en subsuelo según lo propuesto por Cevallos y Villar (2016) y las formaciones que están expuestas en superficie en el bajo Slápeliz. Modificada de Cobos y Panza (2003).

El contexto estructural del bajo corresponde al del límite occidental de la Faja Plegada de San Bernardo (FPSB), región dominada por inversión tectónica positiva de fallas orientadas norte-sur (Fitzgerald *et al.* 1990; Figari *et al.* 1999). Específicamente, el bajo Slápeliz se ubica en el límite entre la expresión morfoestructural y de subsuelo de los pliegues de inversión de la FPSB. Los esfuerzos compresivos asociados a dicha inversión están vinculados al levantamiento de la cordillera de los Andes, cuya fase más importante se considera de edad miocena (Homovic *et al.* 1995, Genge *et al.* 2021). Durante el Mioceno medio, la subducción de la placa de Nazca probablemente cambió su inclinación pasando de una subducción normal a una horizontal (Valenzuela *et al.* 2021). Esto podría estar vinculado a una corteza oceánica más joven, generando un levantamiento dinámico desde la cordillera de los Andes hasta el antepaís proximal (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2015). La horizontalización de la corteza oceánica subductante también se atribuye a un movimiento más rápido de la placa sobrepuesta respecto a la losa subductante (Salze *et al.* 2018). Este levantamiento dinámico, junto con el empuje continuo explicaría el crecimiento acelerado del antepaís de la Patagonia austral, la regresión de la línea de costa y el registro de ambientes fluviales en los depósitos de la Formación Santa Cruz (Ding *et al.* 2023). Al margen de las posibles causas geodinámicas, el impacto de la estructuración de esta región en el paisaje más reciente se encuentra escasamente estudiado. Los aportes se restringen a corrimientos y/o pliegues que afectan depósitos cuaternarios (Ocampo *et al.* 2015; Gianni *et al.* 2017; Foix y Ocampo, 2019) y a evidencias fluviales indirectas como *wind-gaps* (Allard *et al.* 2014; Sánchez y Allard, 2018).

Desde el punto de vista de la evolución geomorfológica, el desarrollo de los bajos sin salida habría comenzado en el Mioceno en términos generales (Martínez, 2011) y estarían directamente vinculados a los extensos depósitos glaciofluviales y a mesetas basálticas que ocupan extensas áreas (Sciutto 1981; Cesari y Simeoni 1994). Estos depósitos están conformados por gravas arenosas, con clastos subredondeados a subangulosos de composición andesítica provenientes de superficies de agradación pedemontana, pedimentos de flanco y terrazas glaciofluviales plio-pleistocénicas (Martínez y Kutschker, 2011; Scordo *et al.* 2018). Estos niveles fueron originados a partir del derretimiento de los glaciares que ocupaban la mayor parte del sector occidental de Patagonia durante los períodos glaciarios del Cenozoico tardío (Rabassa *et al.* 2011). Los depósitos de agradación pedemontana son considerados como producto de la coalescencia de abanicos aluviales con sucesivos episodios de agradación, como consecuencia de los

levantamientos de la cordillera de los Andes asociados a la fase Quechua en el Mioceno medio (Ramos, 1982; Cobos y Panza, 2003). Las mesetas basálticas que ocupan enormes áreas de la Patagonia extraandina y que han sido datadas por métodos radiométricos constituyen una fuente de información temporal para depósitos glaciares y glaciares debidos a su relación estratigráfica (Rabassa, 2008). Haller *et al.* (2021) recopilaron las dataciones realizadas sobre cuerpos ígneos del centro-sur de la provincia de Chubut, donde se destacan y son de interés para este trabajo, el basalto de monte Pedrero, cerro Chenques y cerro Grande. A su vez Kaplan *et al.* (2005), Hein *et al.* (2009), Tobal *et al.* (2021), entre otros, utilizaron isótopos cosmogénicos para datar sedimentos glaciares en la región.

Diversos autores estudiaron los procesos eólicos vinculados a la génesis y caracterización de cubetas de deflación y bajos hidroeólicos (Sgrosso, 1933; Feruglio, 1950; Frengüelli, 1957; Methol, 1967; Fidalgo, 1972; Zambrano, 1973; Simeoni, 2008; Martínez, 2011; Martínez *et al.* 2014; González Díaz y Di Tommaso, 2014) y la gran cantidad de polvo atmosférico que generan (Iriando, 2000; Gaiero *et al.* 2007; Ackert Jr., 2009; Montes y Gaiero, 2017). A su vez, distintas geoformas eólicas tanto erosivas como depositacionales, fueron descritas en la Patagonia central extraandina (Montes *et al.* 2015; 2017; Foix *et al.* 2021). A pesar de la importante estructuración de la región, la génesis morfoestructural de estas geoformas solo se propone de manera general mediante un rol pasivo (Martínez, 2011). En este contexto, la posición geográfica del bajo Slápeliz reúne todos los requisitos para evaluar el rol activo de la compresión andina en la construcción de cubetas eólicas de deflación.

Capítulo 3 – Condiciones climáticas

Los bajos sin salida son geoformas asociadas a condiciones climáticas predominantemente áridas y semiáridas (Goudie, 2013). Se considera al levantamiento de la cordillera patagónica, a partir del Mioceno, como una de las principales causas de desertificación de la Patagonia extraandina, ya que funciona como barrera orográfica concentrando la descarga de la humedad atmosférica en forma de lluvia y nieve (Pascual y Rivas, 1971; Palazzesi y Barreda, 2012; Palazzesi *et al.* 2014). Durante el Cuaternario estuvo afectada por grandes variaciones climáticas que influyeron significativamente en la geomorfología de la región, alternando períodos glaciales (Rabassa *et al.* 2005; Kaplan *et al.* 2008; Rabassa y Coronato, 2009) e interglaciales (Aguirre *et al.* 2011; Bouza, 2012; 2014). La ubicación geográfica y el contexto paleoclimático, geomorfológico y estructural del bajo Slápeliz reúne condiciones de gran interés para estudiar la influencia del clima en el desarrollo de los bajos de la región.

El área de estudio se encuentra dentro de la faja de vientos del oeste (*westerlies*), caracterizada por vientos de gran intensidad y frecuencia. Estos vientos generados en el océano Pacífico descargan su humedad en la cordillera de los Andes y llegan secos a las mesetas patagónicas, generando condiciones desérticas (Hernández *et al.* 2008) y cumpliendo una importante influencia en el modelado del paisaje. Los bajos son el producto de la combinación de condiciones litológicas, estructurales y geomorfológicas iniciales que permitieron su origen mediante procesos de meteorización, remoción en masa, erosión fluvial y deflación. Sin embargo, el viento es el único agente capaz de erosionar y transportar sedimentos desde el sector más deprimido del bajo, modificando el nivel de base local y reactivando algunos de los procesos previamente mencionados (Martínez, 2011).

El Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) dependiente de la Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca del Ministerio de Economía, recopila los datos meteorológicos obtenidos en sus 350 bases de extensión distribuidas estratégicamente en toda la República Argentina. Las bases de interés para este trabajo final son la de la ciudad de Río Mayo, las dos bases de la ciudad de Sarmiento y la de la ciudad de Los Antiguos, donde los valores obtenidos son administrados por especialistas del instituto y son elevados a la página web oficial del ente, la cual es de libre acceso (www.argentina.gob.ar/inta) (Fig. 4).

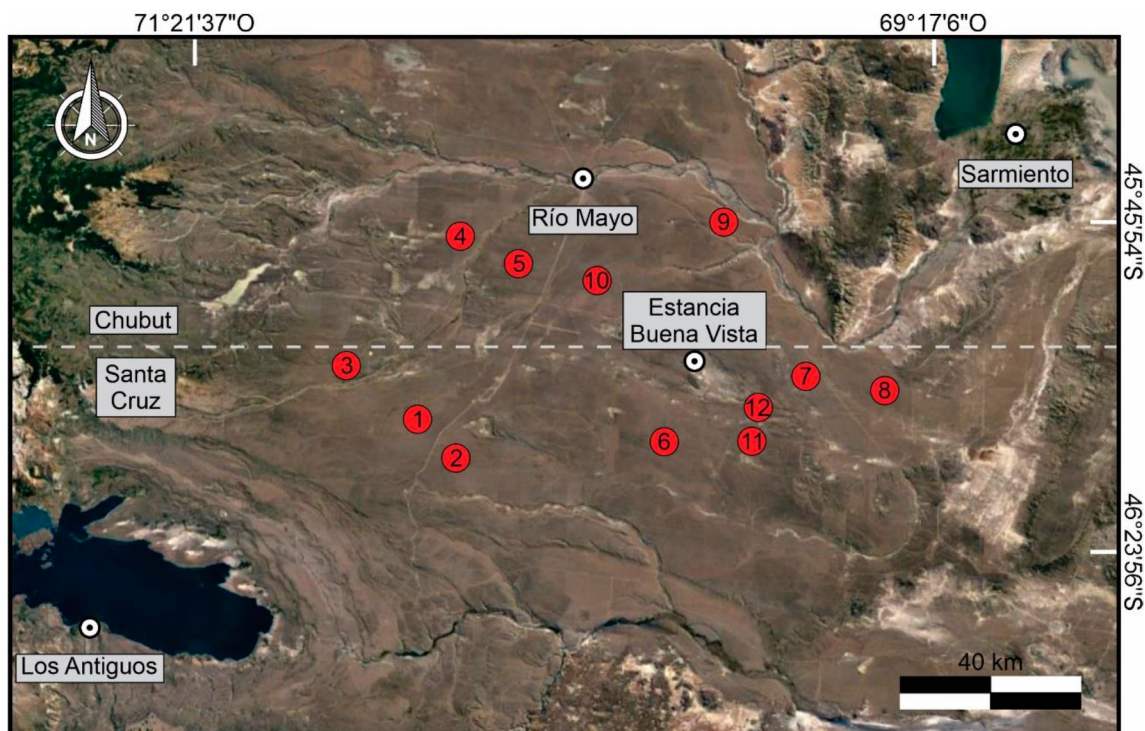


Figura 4. Mapa de ubicación de las localidades cercanas a la estancia Buena Vista ubicada dentro del bajo Slápeliz, las cuales cuentan con estaciones meteorológicas administradas por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). 1-3-6-10) Terrazas fluviales del río Genguel. 2) Terraza fluvial del cañadón Salado. 4-5) Terrazas fluviales del río Mayo. 7-8-9) Terrazas fluviales del río Senguerr. 11-12) Terrazas fluviales del cañadón Del Carril.

La ciudad de Río Mayo, ubicada a 50 kilómetros al noroeste del área de estudio cuenta con un registro para los últimos 40 años con un promedio de temperatura media anual de $9,37\text{ }^{\circ}\text{C}$ con valores que llegaron a $5,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el año 2018 y a $11,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el año 1982 (Fig. 5). El promedio de precipitación anual desde el año 1982 a la actualidad es de 130,8 milímetros con un valor mínimo de 54,8 milímetros en el año 1983 y un máximo de 251 milímetros en el año 1997 (Fig. 6). El final de la primavera y el verano son las estaciones del año que cuentan con mayores promedios de velocidad de viento y los valores máximos registrados de ráfagas superan los 180 km/h en los años 2007, 2011 y 2012.

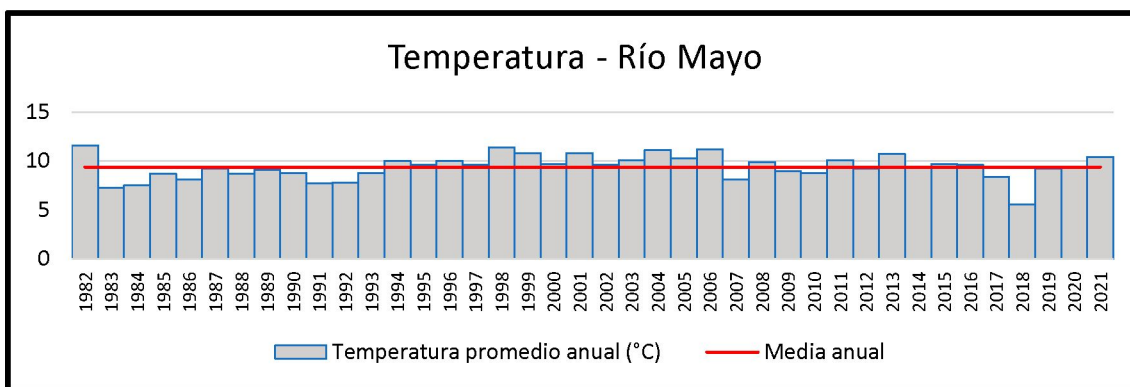


Figura 5. Temperaturas medias anuales desde 1982 a 2021 en la estación meteorológica Río Mayo (INTA 2023). Media anual establecida en 9,37 °C.

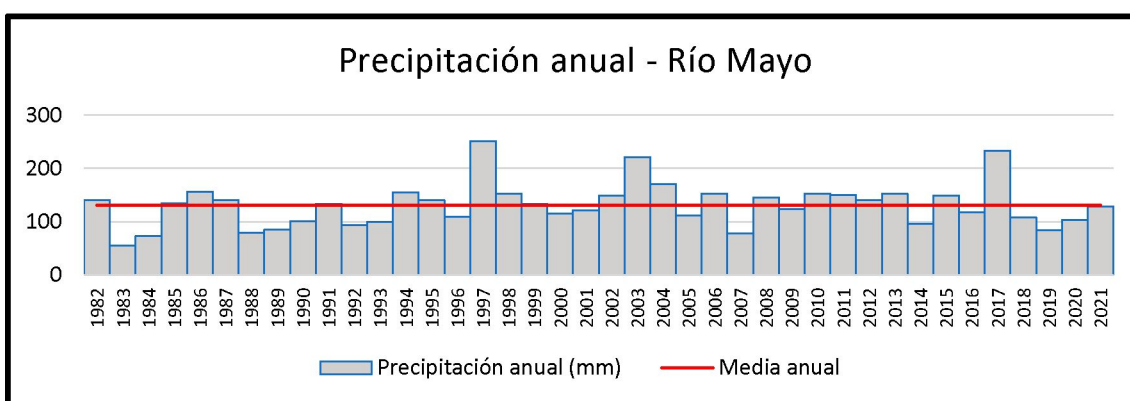


Figura 6. Precipitaciones anuales medidas desde 1982 a 2021 en la estación meteorológica Río Mayo (INTA 2023). Media anual establecida en 130,76 mm.

La ciudad de Sarmiento se encuentra a 80 kilómetros al noreste del bajo Slápeliz y tiene registro de dos estaciones meteorológicas, una ubicada sobre la Ruta Nacional N° 26 y otra ubicada en la Escuela Agropecuaria N° 725, a 2 kilómetros al sur del centro de la ciudad. Entre los años 2006 y 2017 la estación ubicada sobre la Ruta Nacional N° 26 tuvo un promedio de temperatura media anual de 11,7 °C con valores que llegaron a 7,7 °C en el año 2006 y de 15,4 °C en el 2014 (Fig. 7). El promedio de precipitación anual para el mismo periodo es de 128,6 milímetros con un valor mínimo para el año 2008 de 54 milímetros y un valor máximo para el 2017 de 341,9 milímetros (Fig. 8). El patrón anual define que el final de la primavera y el verano son las estaciones del año que cuentan con mayores promedios de velocidad de viento y las ráfagas de mayor velocidad se registraron en el año 2016 con un valor de 159,5 km/h.

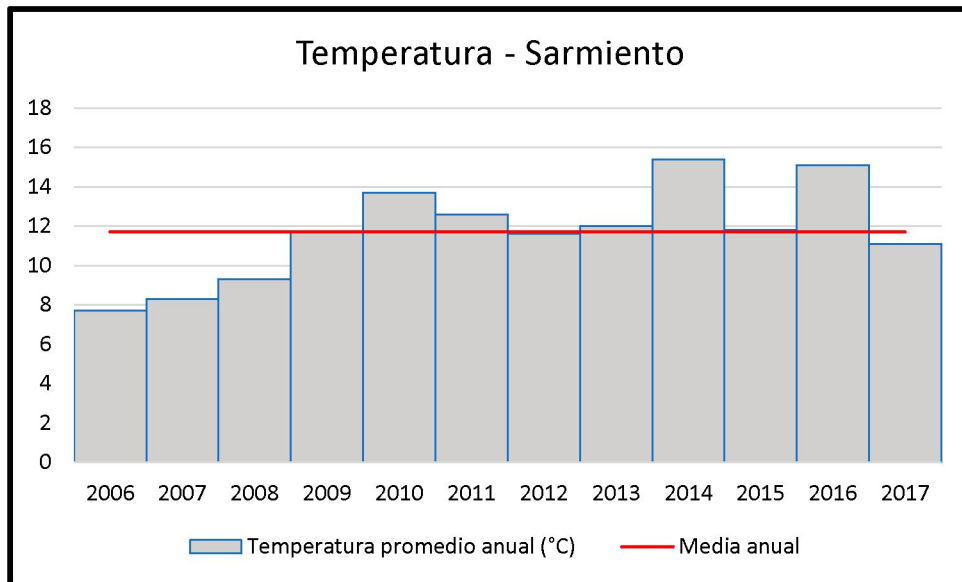


Figura 7. Temperaturas medias anuales desde 2006 a 2017 en la estación meteorológica Sarmiento (INTA 2023). Media anual establecida en 11,7 °C

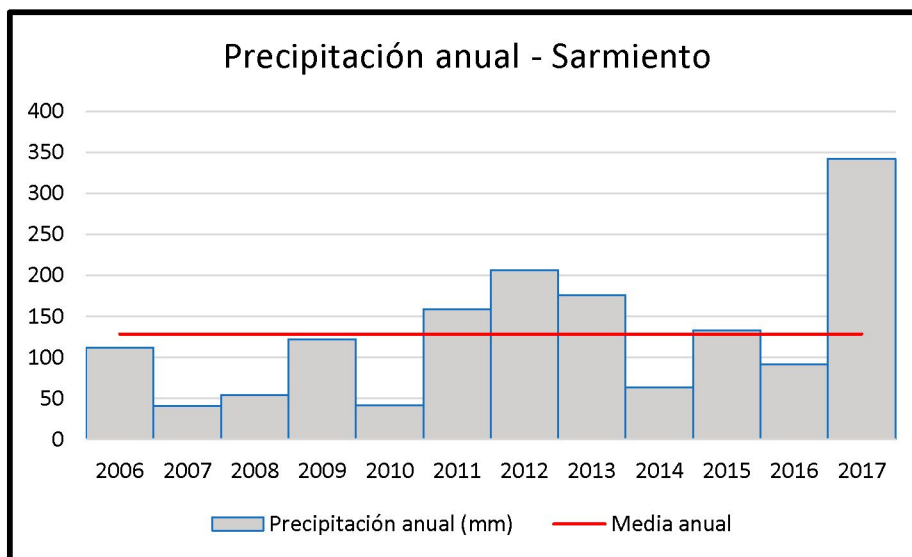


Figura 8. Precipitaciones anuales medidas desde 2006 a 2017 en la estación meteorológica Sarmiento (INTA 2023). Media anual establecida en 128,6 mm.

La ciudad de Los Antiguos ubicada a 145 kilómetros al suroeste del bajo Slápeliz, entre los años 2005 y 2021 tuvo un promedio de temperatura media anual de 10,36 °C, presentando el valor más bajo, de 9,2 °C, en el año 2006 y el más alto, de 13 °C, en el 2016 (Fig. 9). El promedio de precipitación anual para el mismo periodo es de 174,4 milímetros, con un valor mínimo para el año 2005 de 88,4 milímetros y un valor máximo para el 2017 de 286,7 milímetros (Fig. 10). Al igual que en Río Mayo y en Sarmiento el final de la primavera y el verano son las estaciones del año que cuentan con mayores

promedios de velocidad de viento y las ráfagas de mayor velocidad se registraron en el año 2016 con 74 km/h.

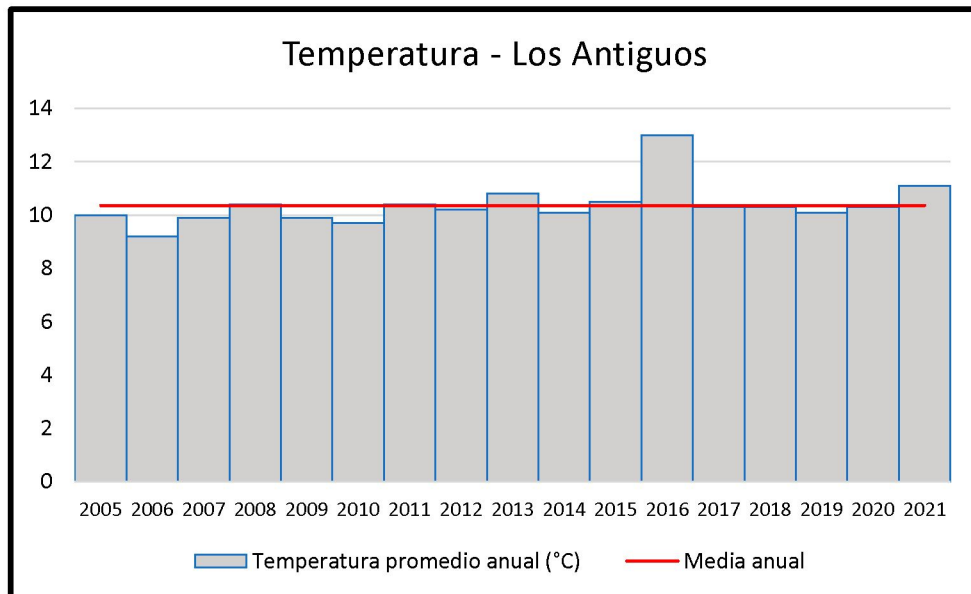


Figura 9. Temperaturas medias anuales desde 2005 a 2021 en la estación meteorológica Los Antiguos (INTA 2023). Media anual establecida en 10,36 °C

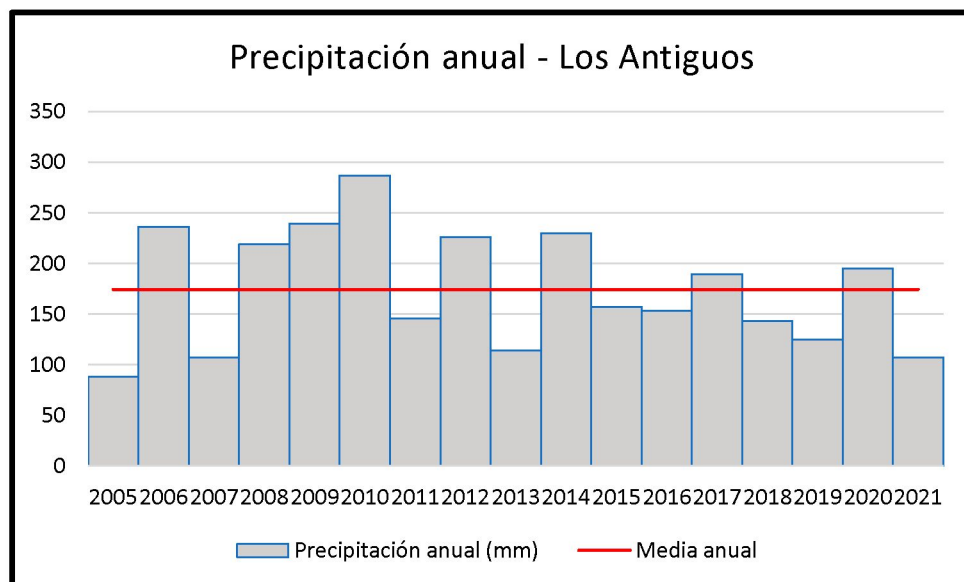


Figura 10. Precipitaciones anuales medidas desde 2005 a 2021 en la estación meteorológica Los Antiguos (INTA 2023). Media anual establecida en 174,4 mm.

Capítulo 4 – Metodología

El presente estudio multifuente y multiescala se realizó a partir de la integración de imágenes satelitales, fotos aéreas y topografía con datos de campo y mediciones de laboratorio. A continuación, se describen las tareas específicas realizadas.

4.1 Cartografía geomorfológica

La elaboración del mapa geomorfológico se llevó a cabo mediante la identificación y delimitación de unidades geomorfológicas en imágenes satelitales disponibles en el *software Google Earth Pro v. 7.3.6*, a una escala variable entre 1:10.000 y 1:100.000. Las unidades identificadas se georreferenciaron en campo con un GPS *Garmin x10*.

La cartografía se realizó con la herramienta de mano alzada que ofrece el *software Inkscape v. 1.3* donde se delimitaron los contornos en color negro, formando polígonos correspondientes a cada una de las geoformas previamente reconocidas y descritas en el campo. El color del relleno y las trazas utilizadas fueron seleccionados arbitrariamente, con el fin de generar contraste entre los polígonos con salida gráfica en formato .jpg. La caracterización remota de las unidades geomorfológicas se basó en la identificación de morfologías del relieve, patrones en el drenaje, colores, texturas y cualquier otro rasgo que pueda indicar o caracterizar alguna geoforma específica. Se utilizaron las imágenes satélites y modelos digitales de elevación (MDE).

La descripción de los sedimentos que componen a las unidades geomorfológicas se realizó a partir de afloramientos expuestos por erosión fluvial o producidos de manera antrópica, en bordes de caminos, canteras o locaciones de pozos petroleros. Cabe destacar que algunas unidades fueron descritas exclusivamente a partir de imágenes y fotografías panorámicas debido a las dimensiones del área de estudio y a las dificultades de acceso a sectores sin caminos.

Los afloramientos analizados se expusieron con palas y piqueta geológica para observar la litología y la estructuración primaria. Se midieron espesores con cinta métrica y se utilizó lupa de mano, imán, brújula tipo Brunton y solución al 10 % de ácido clorhídrico (HCl) para caracterizar los depósitos. El muestreo de sedimentos para su análisis textural y la rotulación de las muestras se realizó con palas, bolsas de nylon y etiquetas auto adhesivas.

Los perfiles sedimentarios tipo Selley se elaboraron en la mayoría de las geoformas identificadas dentro del bajo Slápeliz. Se describieron litofacies, considerando la litología, contactos, estructuras sedimentarias, inclinación, paleocorrientes, gradación,

presencia de minerales característicos y rasgos pedogenéticos (Selley, 1970; Walker, 1992). Se asignaron códigos a las litofacies y elementos arquitecturales según Miall (1996) quien utiliza una codificación donde, la primera letra se representa en mayúscula e indica la granulometría, y la segunda letra se escribe en minúscula, indicando la estructura sedimentaria. En el caso de corresponder, la tercera letra también es en minúscula y se refiere a algún tipo de proceso o carácter particular.

4.2 Análisis granulométrico

Una vez identificadas, analizadas y descritas las unidades geomorfológicas y depósitos de interés, se realizaron muestreos de sedimentos para su caracterización textural. En aquellos depósitos que presentan estratificación interna como son los cordones lagunares o las megaóndulas, se muestrearon diferentes niveles para obtener valores más detallados de la geoforma. La tabla 1 sintetiza las geoformas y los depósitos que fueron muestreados.

Sitio de muestreo	Cantidad de muestras	Identificación
Cordón lagunar moderno	3	CLM1
		CLM2
		CLM3
Cordón lagunar antiguo	2	CLA1
		CLA2
Cresta eólica sur	1	CES
Cresta eólica norte	1	CEN
Megaóndulas	2	M1
		M2
Cuña de hielo fósil sur	1	CS
Cuña de hielo fósil norte	1	CN
Estrato sobre cuña de hielo fósil sur	1	ESCS
Estrato sobre cuña de hielo fósil norte	1	ESCN

Tabla 1. Sitios de muestreo, cantidad de muestras e identificación de cada una de ellas a las que se realizó análisis textural.

Teniendo en cuenta que algunas de las muestras obtenidas presentaban un gran porcentaje de agregados de partículas pequeñas que conforman una de mayor tamaño, se decidió realizar, con posterioridad al análisis en seco, un análisis en húmedo para disgregar esas partículas y obtener valores granulométricos reales de la muestra.

4.2.1 Tamizado en seco

El análisis granulométrico en seco se llevó a cabo con un equipo de *ro-tap* marca *Humboldt Mfg.*, modelo *H-4330*. El *ro-tap* es un tamizador mecánico que se utiliza para

discriminar las partículas según su diámetro. Los tamices son desmontables y están conformados por una estructura circular de bronce y un mallado interno de acero inoxidable. Se apilaron los tamices según la escala granulométrica *phi* de manera decreciente con respecto al tamaño de abertura, colocando el de mayor tamaño en la parte superior (Tabla 2):

Tamiz	Phi Φ	Equivalente en mm
1"	-	25,4
3/4"	-	19,05
N°5	-2	4
N°10	-1	2
N°18	0	1
N°35	1	0,5
N°60	2	0,25
N°120	3	0,125
N°230	4	0,0625
Pasante	-	< 0,0625

Tabla 2. Tamices utilizados en los análisis granulométricos.

Se secaron las muestras exponiéndolas a temperatura ambiente durante al menos 24 horas y se pesaron con una balanza digital marca *Electronic Kitchen scale*, modelo *SF-400*. Se utilizó el *ro-tap* con un tiempo de vibración de 10 minutos por muestra. Al retirar las mallas del equipo con la fracción de muestra que fue retenida en cada una de estas. Se separó cada fracción vertiéndola, con ayuda de pinceles, en bandejas individuales de plástico (polietileno) previamente taradas, para poder obtener el peso real de las muestras. El peso obtenido en cada medición se registró en una planilla de cálculo, la cual se programó para que el peso total de la muestra corresponda al 100 % y cada fracción retenida en los tamices sea representada de manera porcentual en un gráfico de barras, donde el eje horizontal es el número de tamiz y el eje vertical el porcentaje retenido (Fig. 11).



Figura 11. A) Equipo de *ro-tap* marca *Humboldt Mfg.*, modelo *H-4330*. B) Balanza digital marca *Electronic Kitchen scale*, modelo *SF-400* y bandejas individuales de plástico (polietileno). C) Tamices desmontables utilizados conformados por una estructura circular de bronce y un mallado interno de acero inoxidable.

Una vez realizado este proceso, los tamices, las bandejas y todas las herramientas se limpiaron cuidadosamente con pinceles y papel absorbente con la finalidad de evitar la contaminación cruzada de las muestras. Los pasos descritos se repitieron con cada muestra colectada en el campo.

4.2.2 Tamizado en húmedo

El análisis granulométrico en húmedo se llevó a cabo con la finalidad de cuantificar y determinar la distribución de tamaños reales de las partículas de las muestras, ya que en estas se encontraron gran cantidad de agregados de partículas menores conformando falsas granulometrías (pseudotextura).

A diferencia del tamizado en seco, el tamizado en húmedo consistió en circular agua corriente sobre la muestra depositada en la misma torre de tamices descrita anteriormente, pero sin el recipiente que retiene el material pasante al tamiz N° 230, haciendo que la fracción pelítica se pierda con el fluido (Fig. 12). La técnica permitió que aquellas partículas que se encontraban unidas entre sí formando agregados se desarmen en partículas individuales.

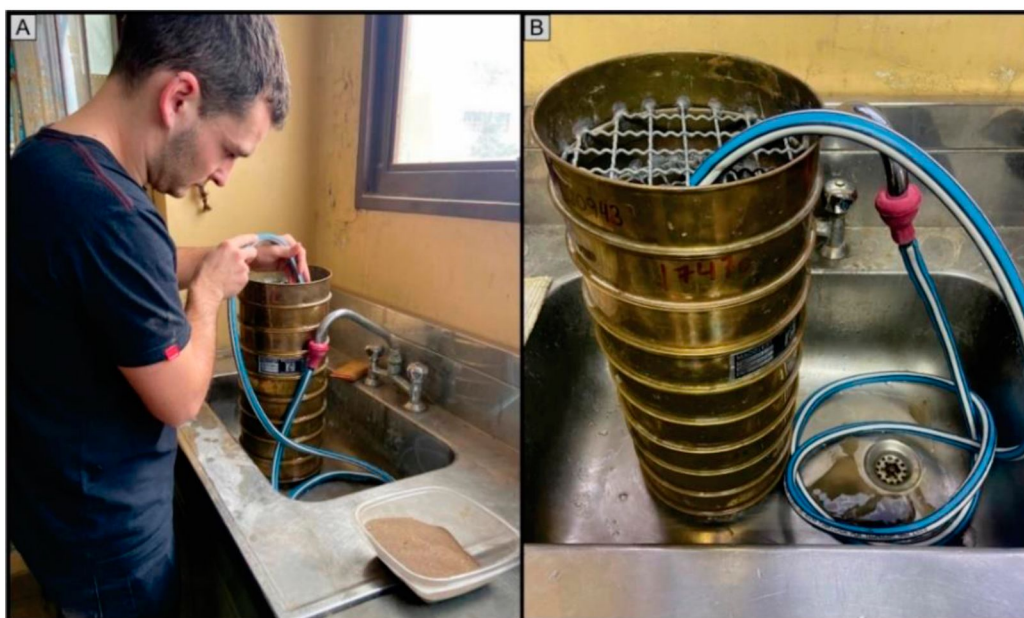


Figura 12. A) Operario manipulando una manguera de caucho de etileno-propileno-dieno (EPDM) haciendo circular agua corriente sobre la torre de tamices que contenía la muestra. B) Zoom de la torre de tamices y parte del sedimento pasante al tamiz N° 230.

Para obtener el peso real de la fracción retenida en cada uno de los tamices, las muestras se dejaron expuestas a temperatura ambiente sobre papel absorbente durante al menos 24 horas. Pasado este tiempo y utilizando un pincel, las muestras fueron depositadas en bandejas individuales de plástico previamente taradas y pesadas mediante la balanza digital de precisión. Teniendo en cuenta que, al hacer correr agua sobre la muestra, las partículas menores al reticulado del tamiz N° 230 se escurren por el desagüe, se utilizó la siguiente ecuación para determinar el peso total del pasante:

$$MT = RT_{1''} + RT_{3/4''} + RT_{N^{\circ}5} + RT_{N^{\circ}10} + RT_{N^{\circ}18} + RT_{N^{\circ}35} + RT_{N^{\circ}60} \\ + RT_{N^{\circ}120} + RT_{N^{\circ}230} + Pasante$$

$$MT - RT_{1''} - RT_{3/4''} - RT_{N^{\circ}5} - RT_{N^{\circ}10} - RT_{N^{\circ}18} - RT_{N^{\circ}35} - RT_{N^{\circ}60} \\ - RT_{N^{\circ}120} - RT_{N^{\circ}230} = Pasante$$

MT: Muestra total
RT: Retenido en tamiz

Los valores obtenidos con cada muestra se registraron en planillas de cálculo programadas para que el peso total corresponda al 100 % y cada fracción retenida en los tamices se represente de manera porcentual en un gráfico de barras del mismo modo que se describió para el tamizado en seco. Una vez obtenidos los valores de ambos análisis, se generaron curvas sobre gráficos de abscisas donde el eje Y corresponde al porcentaje de muestra acumulada y el eje X a los tamices utilizados con el fin de poder comparar las variaciones y las tendencias de las muestras obtenidas en una misma geoforma o en aquellas que poseen una misma génesis.

4.2.3 Sedígrafo laser

Las mismas muestras que fueron analizadas texturalmente con los métodos de análisis granulométricos en seco y húmedo, se las procesó con un sedígrafo laser. Este instrumento permitió discriminar distintos tamaños de partículas menores a 0,0625 milímetros. Se utilizó el *Mastersizer 2000E*, un equipo modular de tecnología de difracción láser de alta precisión capaz de identificar la distribución de tamaños de una muestra de partículas de cualquier material en el intervalo de 0,0001 a 1 milímetro (Fig. 13). El dispositivo tiene la capacidad de evaluar el ángulo de la dispersión de la luz. Para esto, emite un rayo láser que interactúa con las partículas que se encuentran suspendidas en una solución conformada por una porción representativa de muestra disuelta en agua. El principio se basa en la medición de los ángulos de dispersión de la luz, ya que están asociados al tamaño de las partículas. El equipo cuenta con 61 detectores para la medición del patrón de dispersión. Finalmente, el *software* con el que cuenta el equipo convierte estos valores en diámetros de partículas esféricas y son representados en gráficos de ejes cartesianos (Magneres, 2016).

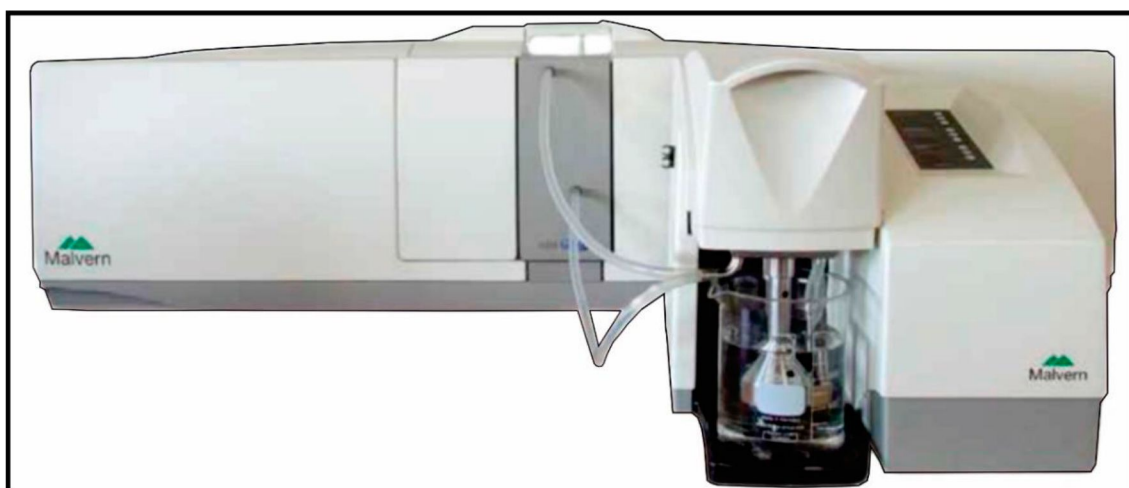


Figura 13. Equipo modular *Mastersizer 2000E* (Modificado de Magneres, 2016).

4.3 Fotogrametría con vehículo aéreo no tripulado (VANT)

Se realizaron tres vuelos fotogramétricos utilizando un VANT cuadricóptero marca *DJI Mavic Air 2* que posee una cámara digital modelo *FC3170* y cuenta con una distancia focal de 4 milímetros, mediante la cual se tomaron fotografías cenitales. Los planes de vuelo fueron planificados a distintas alturas sobre la superficie de la base de despegue y se orientaron en sentido oeste-este y norte-sur. Las alturas fueron seleccionadas en base a las dimensiones de las geoformas objetivo de estudio, el área a cubrir y la resolución requerida (Tabla 3). El solapamiento entre cada fotografía fue de al menos un 75 %, para lo cual se realizó la programación de los vuelos automáticos mediante el *software Dronelink v. 4.7.1*.

	Vuelo 1	Vuelo 2	Vuelo 3
Superficie (km²)	1,88	0,038	8,74
Altura de vuelo (m)	112	16,8	420
Cantidad de fotografías	981	1292	308
Resolución (cm/pix)	31,9	4,81	59,9

Tabla 3. Especificaciones y detalles de los 3 vuelos planificados.

Mediante el *software Meshroom* de acceso libre, se confeccionaron ortomosaicos y MDE's para cada plan de vuelo. La sucesión de pasos en el *software* consiste en cargar las fotográficas, orientarlas, construir la nube de puntos abierta y la nube densa de puntos. Por operatividad y limitaciones del procesador de la computadora utilizada, la resolución en la que se realizaron dichas nubes es baja, lo que no impide un resultado final de interés geomorfológico. Una vez obtenida la nube densa de puntos, se construyó el MDE y el ortomosaico producto del procesamiento de las fotografías obtenidas con el VANT en el área de estudio. Estos productos permitieron análisis topográficos y cartografía geomorfológica de alta resolución.

4.4 Morfometría fluvial

La morfometría fluvial estudia diversas variables que caracterizan la forma de una cuenca de drenaje. El trazado manual de los cauces se realizó mediante la herramienta agregar ruta de *Google Earth Pro v. 7.3.6*, un *software* de acceso libre y que sirve para visualizar imágenes satelitales. El método utilizado para la clasificación de órdenes de cauces fue el descrito por Strahler (1957), quien plantea que al unirse dos cauces de orden i , el resultado es un cauce de orden $i+1$. Cuando un cauce se une con otro de orden mayor, el resultado es un cauce que conserva el mayor orden (Fig. 14). Es importante mencionar que esta digitalización se realizó a una altura de ojo de 2 kilómetros

aproximadamente en toda la extensión de las redes de drenaje con la finalidad de conservar el criterio de reconocimiento de los cauces de menor orden.

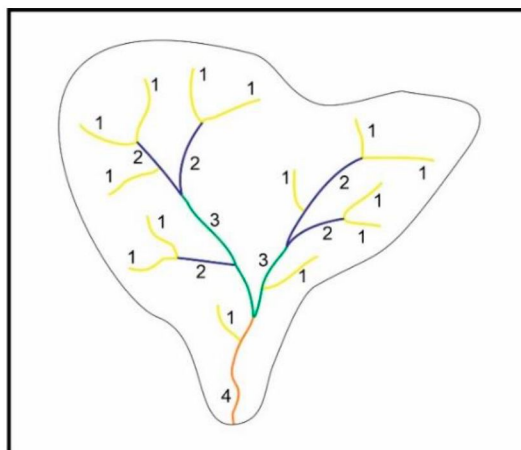


Figura 14. Red de drenaje esquemática propuesta por Strahler (1957) con la clasificación de órdenes y su correspondiente numeración.

Las divisorias de aguas se digitalizaron con el objetivo de identificar las distintas subcuencas dentro del bajo Slápeliz. Para esto, se utilizó un modelo digital de elevación elaborado a partir de imágenes obtenidas por el satélite *ALOS PALSAR* con una resolución espacial de 12,5 metros. Mediante el *software* de procesamiento de datos GIS se estableció que 7500 celdas deben encontrarse aguas abajo para considerarse divisoria de agua. Además, se determinó que el flujo debe acumular el mismo número de celdas para considerarse parte del arroyo y así poder tenerlo en cuenta como parte del área de una misma cuenca hídrica. En *Google Earth Pro* se digitalizaron los cauces correspondientes al orden 1 de cada una de las seis subcuencas del bajo Slápeliz y fueron guardados en carpetas individuales. Luego se realizó el mismo procedimiento para los cauces de orden 2, los de orden 3, y así repetidamente hasta determinar el cauce de orden mayor de cada una de las redes de drenajes. Cada una de estas carpetas fueron exportadas de manera individual y con el *software QGIS 3.26.2*, se pudo determinar la cantidad de cauces y las longitudes totales de cada uno de los órdenes de cada subcuenca.

Las áreas y perímetros de cada una de las subcuencas fueron determinadas sobre el modelo digital de elevación con el mismo tamaño de celda utilizada para la generación de las divisorias de agua. Debido al detalle de trabajo, el producto de este tamaño de celda fue que cada subcuenca estaba conformada por sub-subcuencas más pequeñas. El tamaño real y el perímetro de cada una de las seis subcuencas que conforman el bajo Slápeliz se determinó mediante el *software QGIS 3.26.2*, el cual cuenta con una herramienta que permite combinar objetos espaciales. Con las herramientas “vértices” y

“autoensamblado” se corrigieron puntos que, por la resolución, debían ser modificados para obtener un mejor nivel de detalle. La posibilidad de trabajar en capas permitió una salida gráfica donde se combinaron el modelo digital de elevación, las seis áreas enumeradas con números naturales del 1 al 6 y los cauces correspondientes a los diferentes órdenes de cada una de las seis subcuencas.

Mediante la tabla de atributos se determinó el perímetro (P) (km), el área (A) (km²), la cantidad de cauces para cada uno de los órdenes, la longitud total, y la sumatoria de todos estos (Li) (km). Además, con la herramienta “medida”, se obtuvo la longitud total (km) de cada una de las subcuencas, las cuales corresponden a la distancia equivalente entre el punto de desagüe del cauce de orden mayor y el punto situado a mayor distancia topográfica aguas arriba de manera paralela a dicho cauce. Por último, se calculó el ancho de cada una de las subcuencas. Estos datos numéricos se volcaron en planillas Excel independientes para cada subcuenca con la finalidad de determinar los parámetros morfométricos de interés y las leyes de Horton (1945). Los parámetros determinados fueron la densidad de drenaje (DD) (Ec. 1), la relación de bifurcación (Rb) (Ec. 2), coeficiente de torrencialidad (Ct) (Ec. 3), relación de circularidad (Rci) (Ec. 4), relación de elongación (Re) (Ec. 5), coeficiente de compacidad (Kc) (Ec. 6), factor de forma de Horton (Kf) (Ec. 7), tiempo de concentración en horas (Tc) (Ec. 8).

$$(Ecuación 1) DD = \frac{\sum Li}{A}$$

$$(Ecuación 2) Rb = \frac{Nu}{Nu_{+1}}$$

$$(Ecuación 3) Ct = \frac{N^{\circ}Cauces \text{ de orden } 1}{A}$$

$$(Ecuación 4) Rci = \frac{(4\pi \times A)}{P^2}$$

$$(Ecuación 5) Re = 1,128 \times \left(\frac{\sqrt{A}}{L}\right)$$

$$(Ecuación 6) Kc = 0,2821 \times \left(\frac{P}{\sqrt{A}}\right)$$

$$(Ecuación 7) Kf = \frac{A}{L^2}$$

$$(Ecuación 8) Tc = \frac{(4\sqrt{A} + (1,5 \times \text{Longitud cauce ppal}))}{0,8 \times \sqrt{\text{Elevacion media de la cuenca}}}$$

A continuación, se desarrollan brevemente los parámetros determinados en cada subcuenca:

- Parámetros morfométricos
 - o Área de la cuenca (A): área proyectada en la horizontal, delimitada por sus divisorias de agua.
 - o Perímetro de la cuenca (P): longitud de la línea divisoria de agua de la cuenca.
 - o Longitud de la cuenca: distancia reducida desde la desembocadura de la cuenca hasta el punto más lejano aguas arriba, donde la tendencia general del orden principal corte la línea de contorno de la cuenca.
 - o Ancho de la cuenca: relación entre el área y la longitud de la cuenca.
 - o Factor de forma de Horton: relación entre el área y el cuadrado de la longitud de la cuenca.
 - o Coeficiente de compacidad: relación entre el perímetro de la cuenca y la circunferencia de un círculo del mismo área de la cuenca. Los valores de referencia son:
 - 1,00 – 1,25: circular a semicircular
 - 1,25 – 1,50: semicircular a oval
 - > a 1,5: oval a rectangular oblonga
 - o Relación de circularidad: relación entre el área de la cuenca y el área de un círculo con circunferencia igual al perímetro de la cuenca (Miller, 1953). Toma valores unitarios para un círculo perfecto y 0,785 para un cuadrado.
 - o Relación de elongación: relación entre el diámetro de un círculo con la misma área de la cuenca y cuyo diámetro sea igual a la longitud de la cuenca. Cuando la cuenca es plana y circular el valor será cercano a 1 y cuando la cuenca es plana, pero con porciones accidentales el valor estará entre 0,5 y 0,8.
- Parámetros de relieve
 - o Pendiente media de la cuenca: relación entre el producto de la equidistancia entre las curvas de nivel consideradas y la longitud total de las curvas de nivel y el área de la cuenca.
 - o Elevación media: altura promedio de la cuenca referida al nivel del mar.
- Parámetros relativos al drenaje

- o Densidad de drenaje: relación entre la longitud total de los cauces y el área total de la cuenca. Los valores de referencia según Delgadillo y Páez (2008):
 - < a 1: baja
 - 1 - 2: moderada
 - 2 - 3: alta
 - > a 3: muy alta
- o Relación de bifurcación: relación entre la longitud total de los cauces de cualquier orden y la longitud total de los cauces del orden superior. Los valores de referencia son:
 - 2 a 4 indican una red madura, dendrítica, labrada en rocas duras.
 - 3 a 5 son valores normales y permaneces constantes para una red determinada.
 - > 5 pertenecen a una red de tipo pinnada en terrenos friables o sugieren controles estructurales.
- o Coeficiente de torrencialidad: corresponde a la relación entre el número de cauces de orden uno y el área total de la cuenca.
- o Tiempo de concentración: tiempo que tarda en viajar una gota de lluvia que cae en el punto hidráulicamente más alejado dentro de la cuenca y escurre hasta su salida.

4.5 Curvas hipsométricas

El análisis hipsométrico es el estudio de la relación entre el área de una cuenca y su respectiva elevación. La cuenca se define por un punto de cierre, ubicado en el sector más bajo del cauce principal. Para el estudio hipsométrico, la unidad geométrica de referencia corresponde a un sólido delimitado en los lados por la proyección vertical del perímetro de la cuenca y la parte superior e inferior por planos paralelos que pasan a través de la cima y el punto de cierre respectivamente (Fig. 15). Esto permite relacionar el área encerrada entre una determinada curva de nivel y el segmento superior del perímetro de la cuenca, con la altura de esa curva de nivel por encima del plano basal. Para esto, hay dos relaciones, la primera es la relación entre el área que existe con la curva de nivel y el perímetro de la cuenca (a) y el área de la cuenca (A), representada en la abscisa del sistema de coordenadas (Ec. 9). La segunda es la relación entre altura de la

curva de nivel (h) y la altura total de la cuenca (H), representada en la ordenada del sistema de coordenadas (Ec. 10) (Strahler, 1952).

$$(Ecuación 9) \quad x = \frac{a}{A}$$

$$(Ecuación 10) \quad y = \frac{h}{H}$$

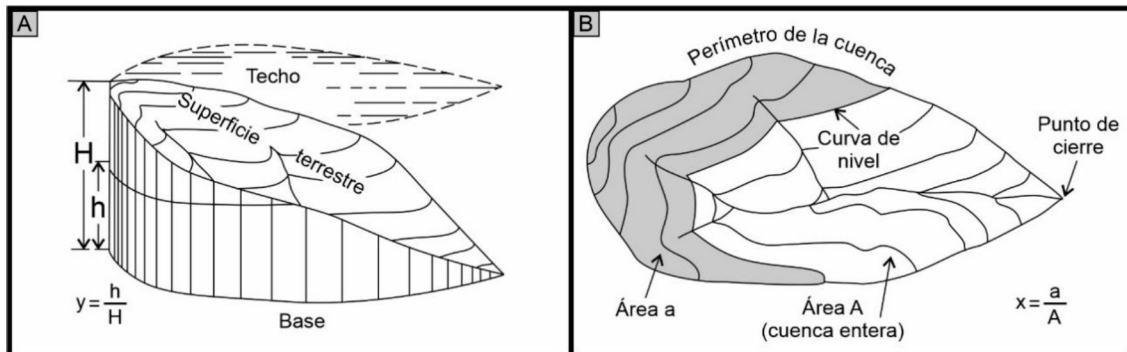


Figura 15. Esquema de cuenca de drenaje y parámetros para realizar cálculos hipsométricos. Modificado de Strahler (1952).

Con este procedimiento se obtiene una curva hipsométrica normalizada, la cual brinda la posibilidad de comprender la distribución de la masa dentro de la cuenca hídrica, pudiéndola comparar con otras de diferentes características (Fig. 16).

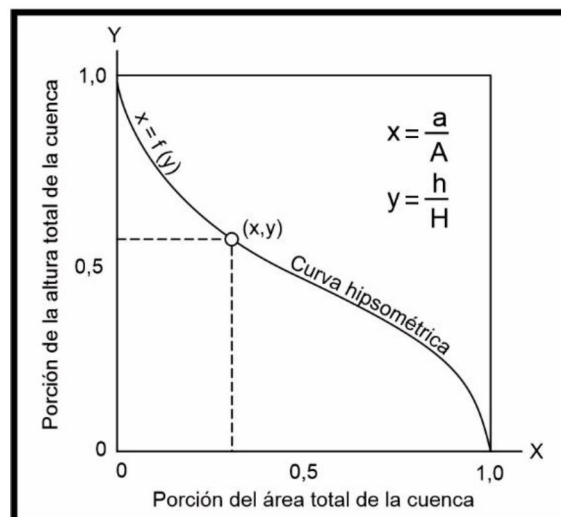


Figura 16. Curva hipsométrica normalizada. Modificada de Strahler (1952).

En este trabajo, las curvas hipsométricas se confeccionaron con una base de datos obtenida mediante el *software QGIS 3.26.2* a partir de un MDE de 12,5 metros de resolución espacial y los polígonos correspondientes a las distintas áreas de las subcuencas. El MDE principal fue recortado coincidiendo con cada capa de contorno correspondiente al perímetro de cada una de las subcuencas, generando seis MDE's independientes, uno para cada área. El intervalo elegido para registrar las curvas fue

estipulado en 10 metros y fue el mismo para cada una de las áreas. Con la herramienta “curvas hipsométricas” dentro de la opción “análisis del terreno raster” se determinó el tamaño de las áreas y alturas para cada una de las subcuencas recortadas. En el archivo generado en formato .csv (archivo de tablas separado por comas) se detallan los valores de áreas (km²); área total (km²); altitud (m); altitud máxima y mínima (m); altitud media (m) y altura promedio de toda la cuenca (m). Estos valores fueron determinantes al momento de confeccionar las curvas que se construyen generando alturas y áreas relativas y son representadas en gráficos de coordenadas.

La integral hipsométrica se determinó para poder medir el área que se encuentra por debajo de la curva hipsométrica y así, clasificar la madurez de cada una de las subcuencas del bajo Slápeliz. La manera de calcularla es a partir de la relación entre dos factores, uno generado por la diferencia entre la altura media y la altura mínima de la cuenca y el otro por la diferencia entre la altura máxima y la altura mínima de la cuenca (11). Si el valor es >0,5, indica estadios juveniles, con predominio del proceso de alzamiento de la superficie o de las rocas sobre los de erosión y la curva hipsométrica es convexa. Si el valor es ~0,5, corresponde a estadios donde el alzamiento y los procesos erosivos están balanceados, por lo tanto, la curva hipsométrica es sinusoidal cóncava-convexa. Si el valor es <0,5, significa que los procesos erosivos predominan por sobre los tectónicos y la curva hipsométrica es cóncava (Fig. 17). Anomalías puntuales de estas curvas permiten identificar sectores con una distorsión en el drenaje que pueda estar vinculado a factores geológicos. Por ejemplo, la actividad tectónica identificada por Vargas *et al.* (2020) tanto en la cabecera del río La Cantera como en su desembocadura con el río San Juan en la Precordillera de los Andes centrales argentinos.

$$(Ecuación 11) IH = \frac{\text{Altura media de la cuenca} - \text{Altura mín de la cuenca}}{\text{Altura máx de la cuenca} - \text{Altura mín de la cuenca}}$$

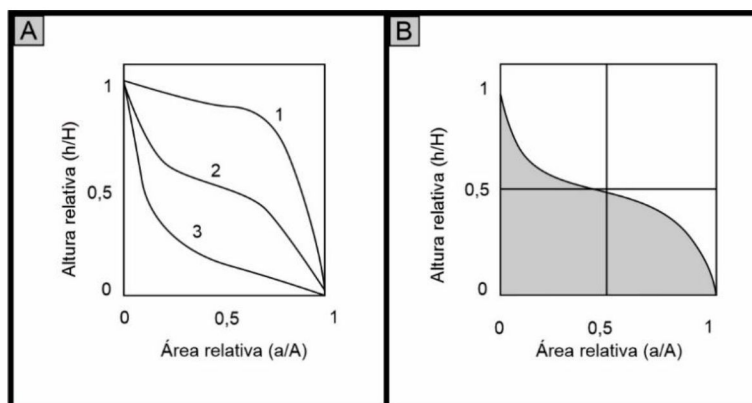


Figura 17. A) Curvas hipsométricas tipo. Se indican estados evolutivos característicos: 1) juvenil, 2) maduro, 3) senil. B) El área de color gris representa a la integral hipsométrica.

4.6 Valores pluviométricos en la estancia Buena Vista

Los datos de precipitación utilizados fueron compilados del registro analógico del pluviómetro que se encuentra en la estancia Buena Vista, ubicada en la margen occidental del bajo Slápeliz ($46^{\circ}2'0.31''S$ - $69^{\circ}57'59.17''O$). Las mediciones realizadas en dicho pluviómetro y el detalle de los valores que se describen y analizan en el presente trabajo corresponden a las precipitaciones desde el año 1961 hasta el año 2022. El pluviómetro utilizado no cuenta con un dispositivo de calor para derretir la nieve en caso de nevadas importantes, ni se tomaron mediciones sistemáticas de nieve *in situ*, por lo que los datos de precipitación utilizados podrían presentar errores poco significativos durante los meses de invierno, ya que es una zona con baja frecuencia de grandes nevadas. Los valores obtenidos fueron analizados estadísticamente obteniéndose medias mensuales, medias anuales, valores máximos y mínimos y líneas de tendencia para el periodo de 1997-2022.

4.7 Modelos de elevación digital, cálculo volumétrico y perfiles *SWATH*

Los MDE's utilizan algoritmos de procesamiento con la finalidad de resaltar rasgos topográficos, brindar información sobre las variaciones de la elevación del terreno y modelar procesos en superficie (e. g. Tucker *et al.* 2001). En el área de estudio se utilizaron MDE's a partir de imágenes obtenidas por el satélite *ALOS.PALSAR (Advanced Land Observing Satellite)* desarrollado por *JAXA* (Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial), con una resolución espacial de 12,5 metros (Tabla 1, Anexo I). Los modelos digitales de terreno fueron descargados de la página web de *Alaska Satellite Facility* (2023), el cual transmite, procesa, archiva y distribuye datos de teledetección a usuarios científicos de todo el mundo.

El cálculo de volumen del bajo Slápeliz se realizó a partir de la opción de corte y relleno (*cut and fill*) de los *softwares* que cuentan con un sistema de información geográfica y los procesadores de imágenes. Para esto, primero se calculó el área que ocupa la depresión, la cual se determinó sobre el quiebre de pendiente con respecto a las terrazas fluviales circundantes. Al momento de realizar la medición volumétrica, se identificó la altura sobre el nivel del mar de la terraza fluvial vinculada a la formación del bajo, la cual corresponde a aquella que se encuentre en contacto con algún margen de la depresión y sea la que se encuentre a menor altura topográfica. Hecho esto, el *software* mediante algoritmos específicos, enraza la depresión a la altura seleccionada y calcula el volumen de relleno (*fill*) correspondiente, que en esta ocasión coincide con el volumen mínimo de sedimento faltante en el bajo.

La información topográfica se procesó en un GIS (*Geographical Information System*) para así recopilar, integrar y gestionar los datos georreferenciados, y editar escalas de colores. Con el objetivo de analizar las pendientes generales de las terrazas fluviales se elaboraron perfiles *SWATH* (*Systematic Wide Area Topographic Hydrographic*), que concentran la información topográfica de una franja de terreno específico (Fig. 18). Los perfiles *SWATH* son una herramienta para reducir la aleatoriedad y poder enfocarse en las características morfológicas de interés. Un perfil *SWATH* puede considerarse como el resultado de apilar varios perfiles paralelos extendiendo la línea de perfil original a un ancho de franja dado. Los datos de elevación se combinan calculando un valor medio y representándose como un perfil promedio, aunque en muchos casos también se determinan y representan valores mínimos, máximos y la desviación estándar (Hergarten *et al.* 2014).

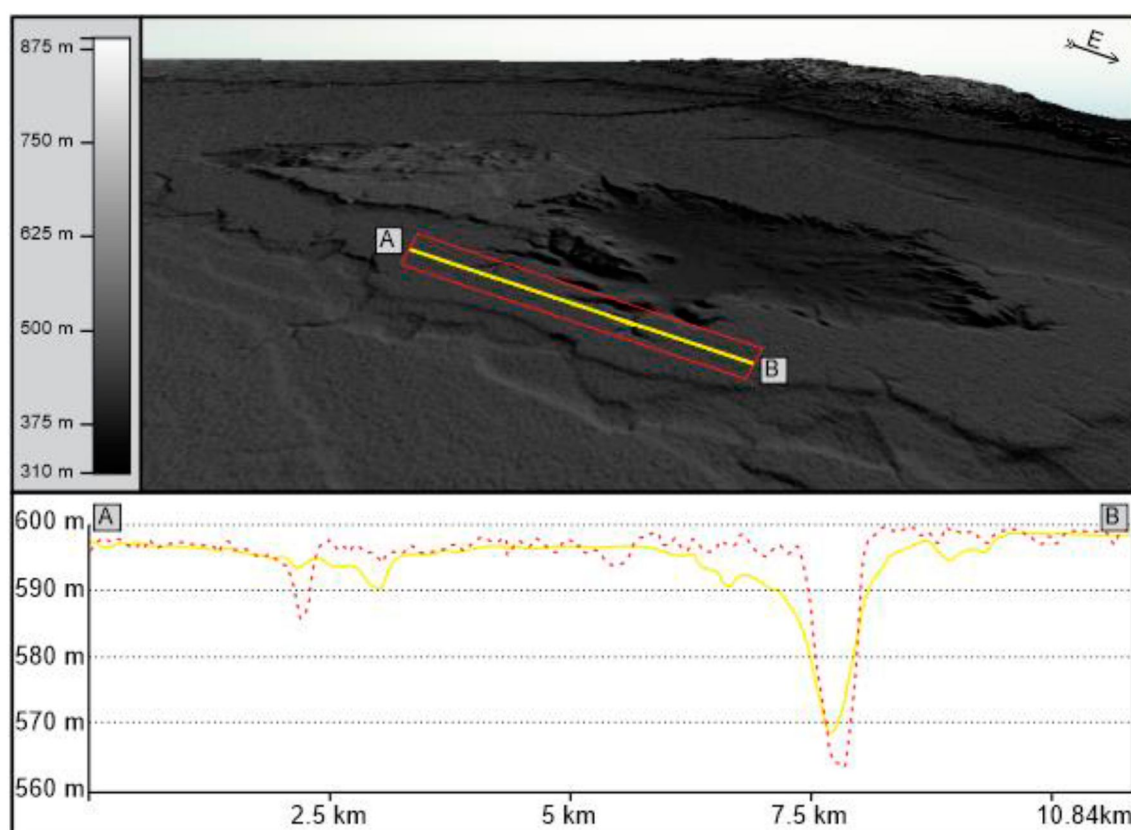


Figura 18. Imagen oblicua de un MDE *ALOS PALSAR* del bajo de Slápeliz y las mesetas fluvio-glaciares adyacentes. La línea amarilla indica la orientación del perfil *SWATH* y el rectángulo rojo el área de análisis. El perfil topográfico sobre la terraza fluvial está representado con trazo continuo de color amarillo. La línea punteada de color rojo corresponde al perfil *SWATH* que representa las alturas promedio de toda la sección rectangular entre el punto A y el punto B.

La selección de 12 terrazas fluviales se hizo a partir de un análisis regional entorno al bajo Slápeliz, eligiendo aquellas vinculadas a sistemas fluviales previos al desarrollo

del bajo y que estuvieron condicionados por la topografía, geomorfología y/o tectónica del mismo. Los perfiles *SWATH* se trazaron en dirección a la máxima inclinación y abarcando la mayor superficie posible de cada terraza fluvial. Por tal motivo se ajustó la distancia de influencia con respecto a la traza para cada una de las terrazas seleccionadas. Las mismas se detallan en la tabla 4:

Nº de perfil	Unidad geológica	Ancho de franja (m)
1	Terraza del río Genguel	5000
2	Terraza del cañadón Salado	5000
3	Terraza del río Genguel	2000
4	Terraza del río Mayo	3000
5	Terraza del río Mayo	5000
6	Terraza del río Genguel	5000
7	Terraza del río Senguerr	2000
8	Terraza del río Senguerr	2000
9	Terraza del río Senguerr	1000
10	Terraza río Genguel	5000
11	Terraza del cañadón Del Carril	2500
12	Terraza del cañadón Del Carril	800

Tabla 4: Número de perfil, ancho de la franja y unidad geológica a la que corresponde cada uno de los perfiles topográficos *SWATH* realizados. Cabe destacar que las unidades geológicas son estimadas ya que algunas corresponden a niveles inactivos de los distintos sistemas fluviales (ver ubicación en Fig. 4) y actualmente se encuentran desconectados.

4.8 Paleocorrientes sobre terrazas fluviales

Las paleocorrientes son corrientes fluviales que existieron en el pasado geológico cuya dirección puede determinarse mediante el estudio de sus depósitos (estructuras sedimentarias) y/o de las geoformas asociadas (Miall, 2014). Sobre los mismos niveles aterrizados que fueron trazados los perfiles *SWATH*, se obtuvieron las paleocorrientes a partir de la identificación de paleocauces. Estos elementos se reconocieron mediante la fotointerpretación de imágenes satelitales obtenidas por el satélite *Landsat 8* (*United States Geological Survey*, 2023) (Tabla 1, Anexo I), procesadas con el *software QGIS 3.26.2* de libre acceso.

Las imágenes de *Landsat 8* se descargan en formato *GeoTIFF* y cuentan con 11 bandas espectrales, las cuales cubren un sector del espectro electromagnético, abarcando desde el campo visible hasta el infrarrojo térmico. Cada una de las bandas cuenta con un número, un nombre, una longitud de onda medida en micrometros (μm) y una resolución espacial medida en metros que se detallan a continuación (Tabla 5):

Banda	Nombre	Longitud de onda	Resolución espacial
1	Costera - Aerosoles	0,435 – 0,451	30
2	Azul	0,452 – 0,512	30
3	Verde	0,533 – 0,590	30
4	Rojo	0,636 – 0,673	30
5	Infrarrojo cercano	0,851 – 0,879	30
6	Infrarrojo de onda corta 1	1,566 – 1,651	30
7	Infrarrojo de onda corta 2	2,107 – 2,294	30
8	Pancromática	0,503 – 0,676	15
9	Cirrus	1,363 – 1,384	30
10	Banda infrarrojo térmico 1	10,6 – 11,19	100
11	Banda infrarrojo térmico 2	11,5 – 12,51	100

Tabla 5. Detalle del número de banda, nombre, longitud de onda y resolución espacial de cada una de las bandas con las que cuenta una imagen satelital *Landsat 8*.

Una vez descargadas, con la herramienta de renderizado se realizó una combinación de bandas (RGB) y se seleccionó la banda 4 asignándola al canal rojo, la banda 3 asignándola al canal verde y la banda 2 asignándola al canal azul. Estas bandas corresponden a la región visible del espectro electromagnético y fijadas en este orden brindan una representación de color natural del área, permitiendo una mejor visualización y un mayor contraste con respecto a las imágenes obtenidas en *Google Earth Pro*.

El reconocimiento, el trazado y la medida angular respecto al norte geográfico de las paleocorrientes se realizó con una versión de prueba del *software* de diseño gráfico vectorial *Global Mapper v. 19*. Las paleocorrientes se agruparon por terraza fluvial y se identificaron con diferentes colores para su mejor diferenciación.

Una vez obtenido el ángulo con respecto al norte geográfico de cada uno de los paleocauces correspondientes a una misma terraza fluvial, sus valores fueron representados en el *software GEOrient*. Esto se realizó con cada una de las 12 terrazas fluviales seleccionadas permitiendo representar la orientación de los paleocauces con diagramas de rosas, los cuales fueron ponderados por el área con la finalidad de resaltar aquellas modas secundarias que se encuentran en menor frecuencia. Este *software* de libre acceso, se utilizó para plotear y generar la estadística circular de las proyecciones estereográficas y diagramas de rosas de datos estructurales y segmentos fluviales.

Capítulo 5 – Resultados. Geología y geomorfología de la Patagonia central extraandina entorno al bajo Slápeliz

5.1 Geomorfología y edades absolutas

La geomorfología entorno al bajo Slápeliz está ampliamente dominada por niveles aterrizados de al menos cuatro sistemas fluviales distintos, donde se destacan el cañadón Del Carril, el río Guenguel, el cañadón Salado y el río Genoa-Senguerr (Fig. 19). En este capítulo se describen brevemente los sistemas fluviales relevantes para correlacionar las escasas dataciones radiométricas de la Patagonia extraandina, como lo son las terrazas del río Deseado. Conceptualmente los distintos niveles aterrizados representan superficies de flujo de un sistema fluvial que fueron abandonadas cuando este incidió a un nivel más bajo (Leopold *et al.* 1964). En la zona de estudio, estos niveles están constituidos por mantos gravosos con espesores que varían entre 1 y 10 metros aproximadamente, asociados espacialmente a cuencas endorreicas de distinto tamaño y profundidad con drenaje centripeto, pobremente desarrollado, donde se destaca el bajo Slápeliz (Cobos y Panza, 2003).

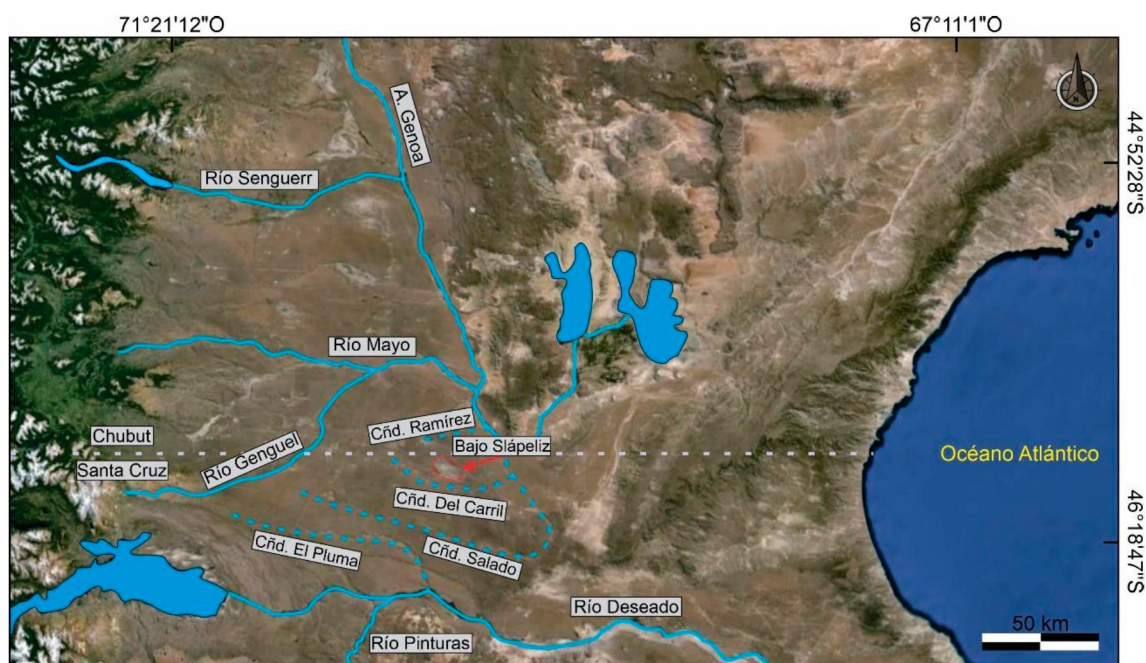


Figura 19. Sistemas fluviales relevantes al bajo Slápeliz.

A escala regional, hacia el oeste del área de estudio se encuentra la cordillera de los Andes que corresponde a un orógeno de tipo andino formado por la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.* 2006; Ramos, 2009; Folguera *et al.* 2020; Gianni *et al.* 2021; Giacosa *et al.* 2021). Al pie de la cordillera, se encuentran los niveles de agradación pedemontana de origen fluvial, los cuales se forman por la erosión y movilización de sedimentos entre la zona

montañosa y los sectores topográficamente más bajos. Estos niveles presentan diferentes alturas sobre el nivel del mar, pendientes variables y se reconocen en adyacencias del bajo Slápeliz. Allí se encuentran topográficamente por encima de los niveles aterrizados de los diferentes sistemas fluviales, por lo que evidenciarían una edad más antigua (Mioceno medio/superior) que las terrazas glacifluviales (Cobos y Panza, 2003).

Al noreste del bajo se encuentra la Sierra de San Bernardo (SSB), la cual forma parte de la Faja Plegada de San Bernardo, vinculada directamente a los esfuerzos compresivos provenientes desde el oeste (Allard *et al.* 2021). Existe vasta información que demuestra su continuidad en subsuelo por, al menos, decenas de kilómetros hacia el sur de la SSB (Barcat, 1989; Fitzgerald *et al.* 1990; Homovc, 1995; Allard *et al.* 2016). En la SSB existen evidencias de neotectonismo asociadas a corrimientos en depósitos modernos del flanco oriental de un anticlinal N-S al noreste del cerro San Bernardo (Foix y Ocampo 2019).

En gran parte de la Patagonia extraandina se encuentran rocas ígneas básicas, asociados entre otros procesos geológicos, al levantamiento de la cordillera de los Andes (Menegatti *et al.* 2014; Masaferró *et al.* 2014; Haller *et al.* 2020). El registro de magmatismo intracratónico cenozoico corresponde a condiciones geodinámicas variables, relacionadas con procesos de subducción de dorsales oceánicas y variaciones en el ángulo de subducción de la placa oceánica en el margen occidental de Sudamérica (Haller *et al.* 2022). Estos cuerpos se encuentran ampliamente distribuidos, en algunos sectores en forma de coladas apoyados sobre terrazas fluviales o como pequeños conos de escoria. Los más cercanos al bajo Slápeliz fueron analizados por Bruni (2007) y Guillaume (2008), quienes determinaron sus edades radiométricas con las relaciones $K^{40}-Ar^{40}$ y $Ar^{40}-Ar^{39}$. Estas edades son importantes debido a que las rocas analizadas se encuentran sobre terrazas fluviales, por lo que, nos permiten obtener edades aproximadas por defecto (Guillaume, 2008).

Entre las rocas volcánicas de interés para este estudio se destaca el cerro Piedra, conformado por una colada basáltica que cubre un área de 50 km² y ubicado a 12 kilómetros al sur del bajo (Fig. 20). Esta colada se apoya sobre una terraza fluvial del sistema fluvial del cañadón Salado y fue datada en 3.45 ± 0.11 Ma y 3.39 ± 0.17 Ma (Guillaume, 2008). El monte Pedrero también corresponde a una colada de basalto ubicada en la margen oriental del río Genoa-Senguerr, a aproximadamente 100 kilómetros al norte del bajo y datada en 2.71 ± 0.1 Ma (Bruni, 2004). Esto indica que la terraza fluvial que esta inmediatamente por debajo y que se encuentra a 650 m s.n.m. es más antigua que

dicha cifra pre-cuaternaria. El cerro Grande, datado en 2.87 ± 0.68 Ma por Bruni (2004), corresponde a un cono ubicado a 20 kilómetros al este del monte Pedrero, en la margen oriental del río Genoa-Senguerr (Fig. 20), y se encuentra por encima de una terraza fluvial ubicada a 535 m s.n.m., por lo que tendría al menos 2.87 ± 0.68 Ma. El cerro Chenques, situado a 140 kilómetros al norte del bajo (Fig. 20), corresponde a un cono de escoria ubicado dentro de una terraza fluvial del río Genoa-Senguerr. Esta terraza se encuentra a unos 575 m s.n.m., lo que sugiere una edad relativa más joven. Las rocas del cerro fueron datadas en dos oportunidades y se determinaron edades de 2.26 ± 0.11 Ma. y 2.49 ± 0.18 Ma (Bruni, 2007), por lo tanto, la terraza fluvial que está inmediatamente por debajo posee más de 2.26 ± 0.11 Ma. Goring *et al.* (1997) obtuvo edades radiométricas Ar^{40} - Ar^{39} del cerro Negro y el cerro Monjón (Fig. 20). El primero corresponde a un basalto emplazado sobre dos terrazas fluviales ubicadas a 220 y 192 m s.n.m. y el segundo se encuentra apoyado únicamente sobre la terraza de 220 m s.n.m. Se estableció una edad de 5.28 ± 0.11 Ma y 5.13 ± 0.11 respectivamente y corresponderían al Mioceno tardío.

Otras fuentes de edades absolutas que permiten ordenar temporalmente geoformas están vinculadas a depósitos glaciales y postglaciales asociadas al lóbulo glacial que ocupó el valle del lago Buenos Aires. Dicho lago se ubica a 110 kilómetros al suroeste del bajo Slápeliz, en cuyo entorno se destacan morenas frontales y laterales intercaladas con depósitos glacifluviales (Escosteguy *et al.* 2003). Tobal *et al.* (2021) reconoce al menos cinco importantes avances glaciares en el valle del lago Buenos Aires y asociado a estos, se encuentra el sistema de terrazas del río Deseado. El drenaje del río Deseado es en dirección oeste-este, de régimen perenne, hábito sinuoso y presenta una extensión de más de 500 kilómetros de largo presentando un amplio desarrollo de niveles aterrazados en casi todo el ancho de la provincia de Santa Cruz. Tobal *et al.* (2021) presentan nuevas edades a partir del método de exposición de Be^{10} *in situ* para terrazas fluviales correspondiente al sistema fluvial del río Deseado (Fig. 20). Estos autores obtuvieron 28 nuevas edades de distintos niveles. En tres de ellos se determinó que sus edades oscilan entre 1167 y 447 mil años, aportando edades estratigráficamente consistentes, que indican su depositación durante el Pleistoceno.

En la tabla 6 se sintetizan las edades radiométricas obtenidas mediante distintos métodos en sectores de la Patagonia extraandina. La figura 21 representa un mapa geomorfológico regional simplificado, confeccionado con la información recopilada, fotointerpretación y correlación de las terrazas mediante MDE's.

Ubicación	Roca/Geoforma	Edad	Referencia
Cerro Piedra	Basalto	3.45 ± 0.11 Ma 3.39 ± 0.17 Ma	Guillaume (2008)
Monte Pedrero	Basalto	2.71 ± 0.1 Ma	Bruni, 2007
Cerro Chenques	Basalto	2.26 ± 0.11 Ma 2.49 ± 0.18 Ma	Bruni, 2007
Cerro Grande	Basalto	2.87 ± 0.68 Ma	Bruni, 2007
Cerro Negro	Basalto	5.28 ± 0.11 Ma	Gorring <i>et al.</i> (1997)
Cerro Monjón	Basalto	5.13 ± 0.11 Ma	Gorring <i>et al.</i> (1997)
Sistema fluvial del río Deseado (T3; T7; T8)	Terrazas fluviales	Entre 1167 y 447 mil años	Tobal <i>et al.</i> (2021)

Tabla 6. Ubicación y edades radiométricas obtenidas en distintas rocas y/o geoformas en sectores de la Patagonia extraandina.

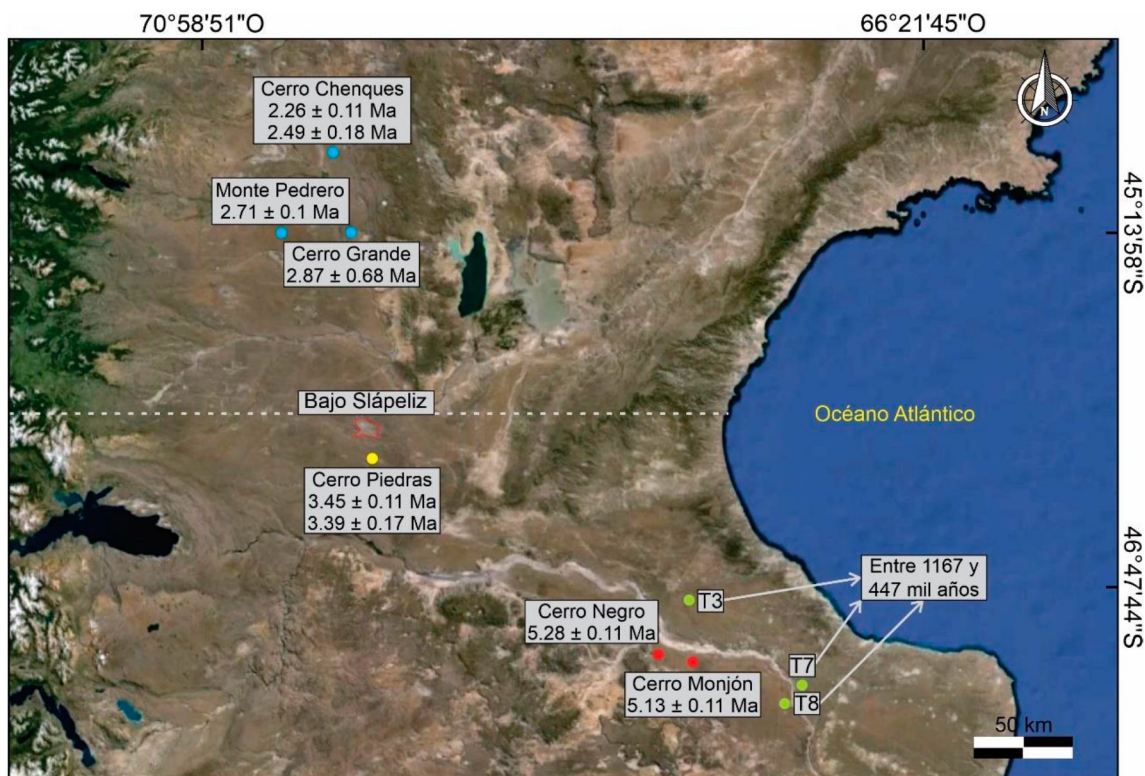


Figura 20. Ubicación de las edades radiométricas obtenidas en sectores de la Patagonia extraandina. Los puntos de distintos colores corresponden a la referencia bibliográfica expresada en la tabla 6.

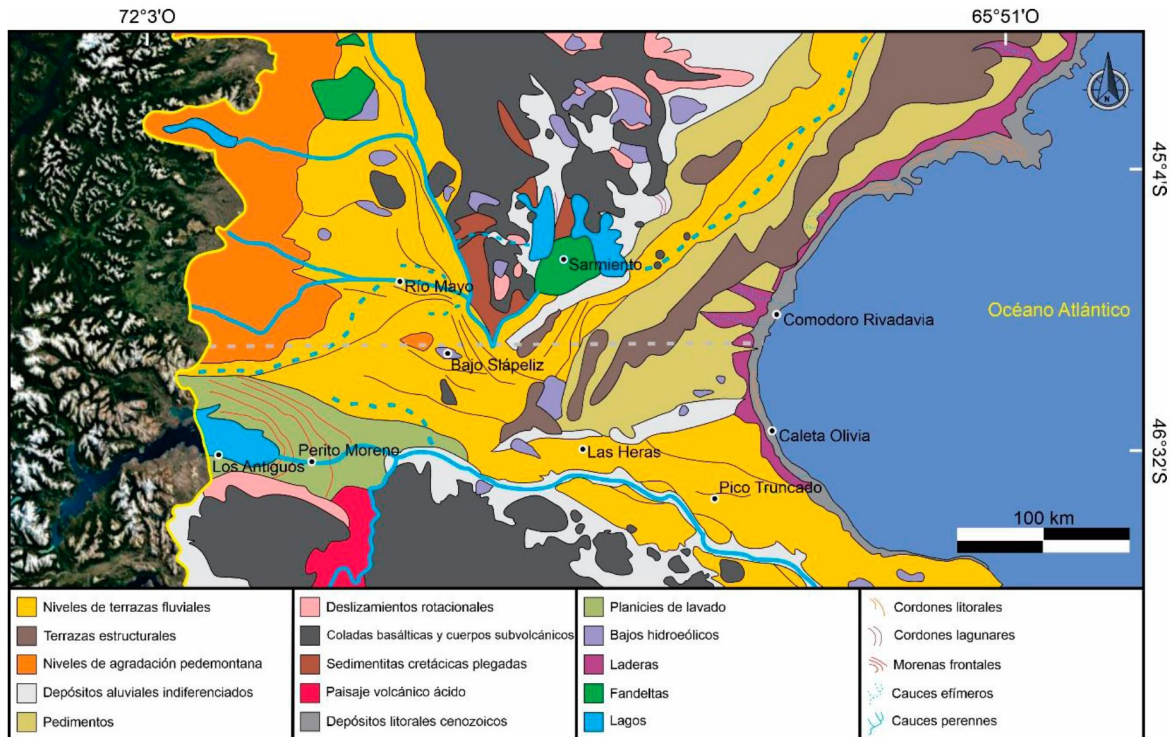


Figura 21. Mapa geomorfológico regional indicando los principales niveles de terrazas y cuerpos volcánicos que permiten calibrar temporalmente la génesis del bajo Slápeliz.

5.2 Perfiles *SWATH* y paleocorrientes en terrazas fluviales

La identificación y caracterización de las terrazas fluviales asociadas a la formación del bajo Slápeliz son fundamentales para analizar una parte importante de su historia y evolución. Por eso, sobre los niveles aterrizados del cañadón Del Carril, río Guenguel, el cañadón Salado y el río Genoa-Senguerr se trazaron 12 perfiles topográficos *SWATH* a partir de los cuales se obtuvieron valores promedio de sus buzamientos y direcciones de máxima inclinación (Figs. 22-23).

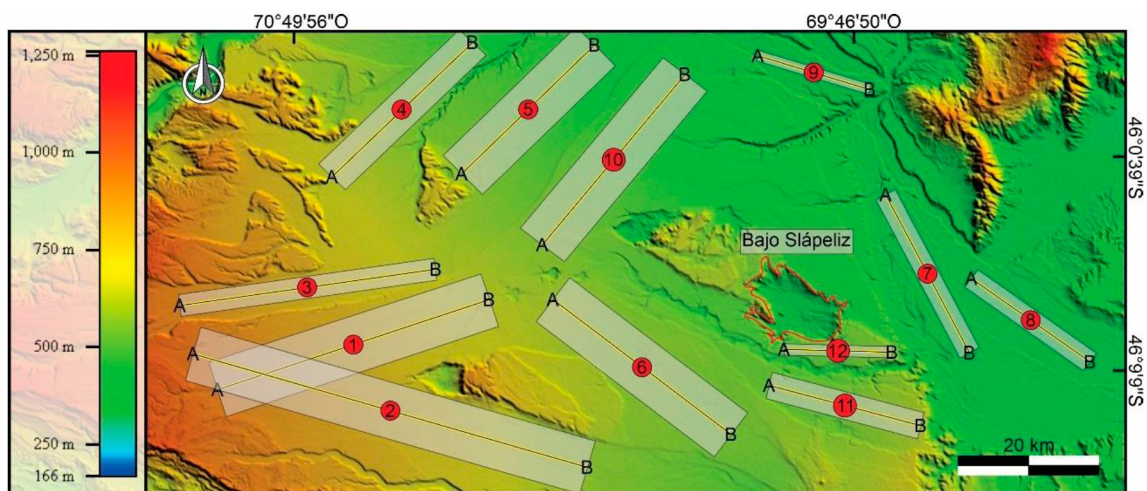


Figura 22. Modelo digital de elevación con las trazas de 12 perfiles topográficos *SWATH* en terrazas fluviales dispuestas en cercanías al bajo Slápeliz.

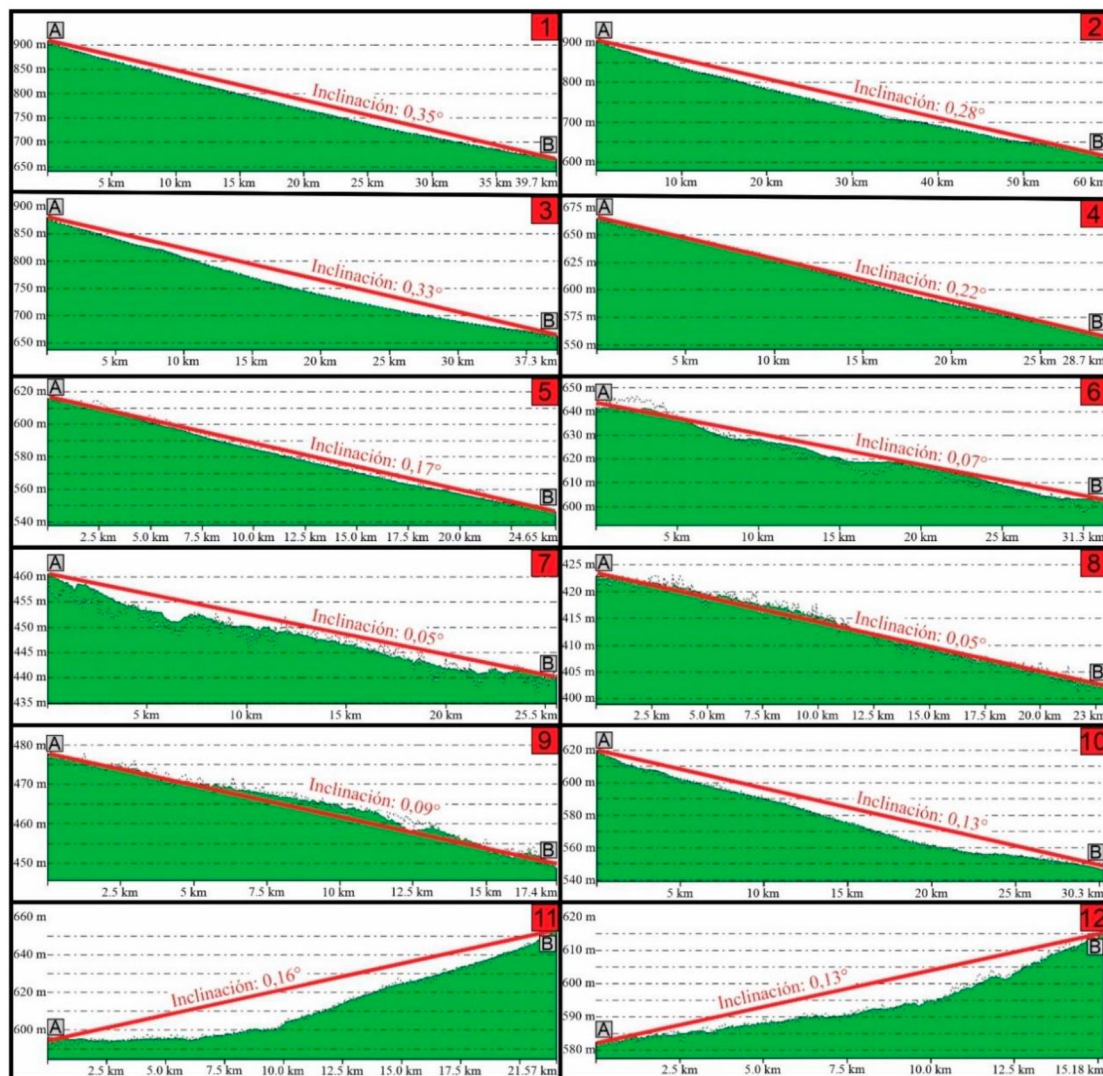


Figura 23. Los 12 perfiles topográficos *SWATH* trazados sobre las terrazas fluviales en cercanías al bajo Slápeliz enumerados tal como se reconocen en la figura anterior.

La dirección del paleoflujo para cada nivel aterrizado se determinó a partir del promedio de paleocorrientes reconocidas sobre imágenes *Landsat 8* con combinación color natural (Figs. 24-25). Los resultados reflejan que las paleocorrientes medidas en los depósitos aterrizados son principalmente hacia los cuadrantes noreste y sureste. Las terrazas más cercanas al frente orogénico andino cuentan con mayor inclinación, y a medida que nos desplazamos hacia el este, el valor de buzamiento disminuye. Además, las terrazas enumeradas del 1 al 10 presentan una dirección de inclinación que se asemeja con el valor de las paleocorrientes medidas para cada uno de esos niveles aterrizados. De manera contrastante, los perfiles 11 y 12 muestran que la dirección de inclinación difiere completamente de los valores de paleoflujo medidos a nivel regional. La tabla 7 expone a modo comparativo los valores obtenidos, resaltando los datos donde el paleoflujo queda a contrapendiente de la dirección de inclinación de la terraza asociada.

Perfil	Paleocorriente promedio	Dir. incl.	Incl.	Perfil	Paleocorriente promedio	Dir. incl.	Incl.
1	N57,3°	N72°	0,35°	7	N144,98°	N152°	0,05°
2	N88,87°	N106°	0,28°	8	N139,77°	N125°	0,05°
3	N84,15°	N82°	0,33°	9	N126,1°	N107°	0,09°
4	N39,7°	N46°	0,22°	10	N66,18°	N40°	0,13°
5	N35,19°	N46°	0,17°	11	N110,5°	N285°	0,16°
6	N95,1°	N127°	0,07°	12	N103,36°	N271°	0,13°

Tabla 7. Paleocorrientes promedio, dirección de inclinación e inclinación de los 12 perfiles *SWATH* trazados en terrazas fluviales cercanas al bajo Slápeliz. En anaranjado se destacan las terrazas que presentan una dirección de inclinación prácticamente opuesta respecto a las paleocorrientes.

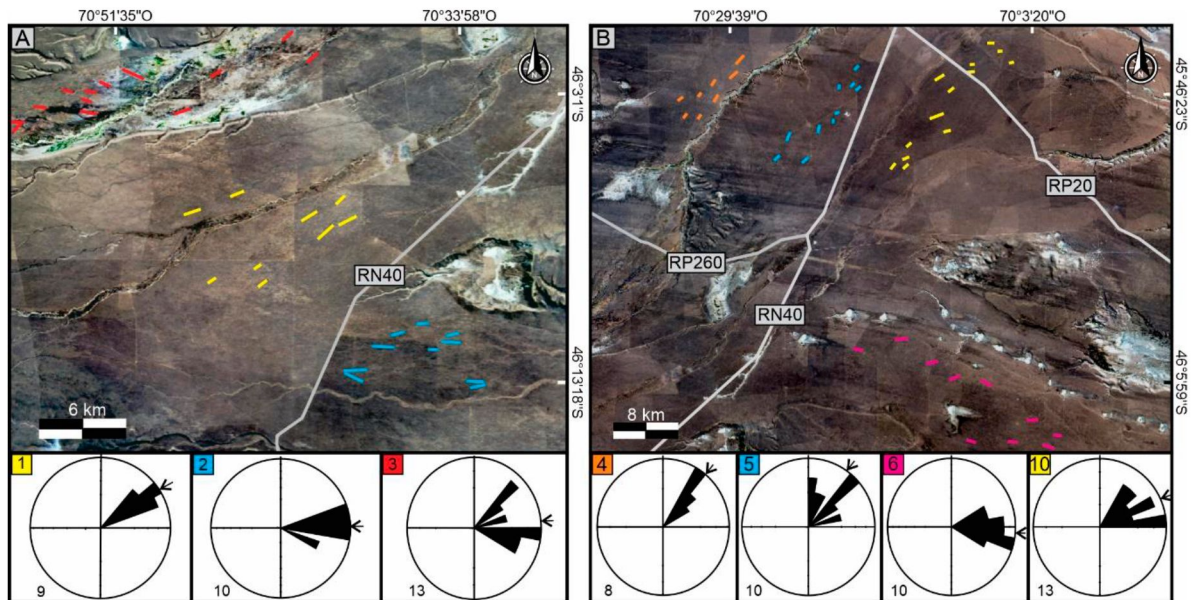


Figura 24. A) Imagen satelital con las paleocorrientes medidas en las terrazas correspondientes a los perfiles 1, 2 y 3 con sus respectivas representaciones en diagramas de rosetas. B) Imagen satelital con las paleocorrientes medidas en las terrazas correspondientes a los perfiles 4, 5, 6 y 10 con sus respectivas representaciones en diagramas de rosetas.

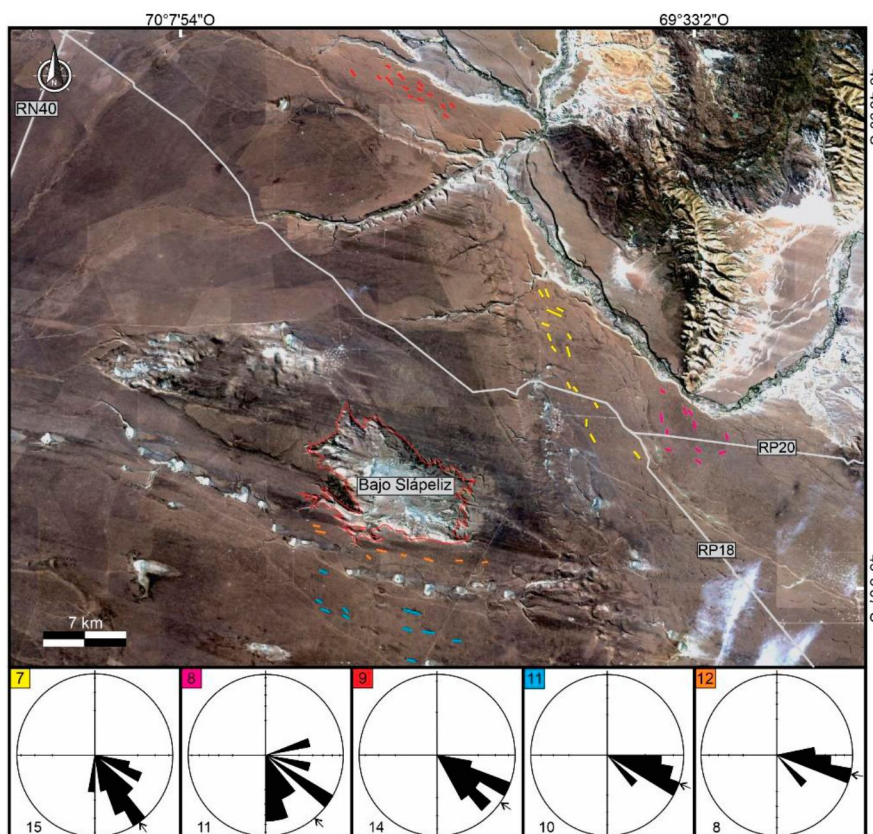


Figura 25. Imagen satelital con las paleocorrientes medidas en las terrazas correspondientes a los perfiles 7, 8, 9, 11 y 12 con sus respectivas representaciones en diagramas de rosetas.

5.3 Geoformas próximas al bajo Slápeliz y su vinculación con la geología de subsuelo

El bajo Sierra Del Carril se ubica a 16 kilómetros al noroeste de la margen occidental del bajo Slápeliz, el mismo posee un área aproximada de 34,17 km² y un desnivel entre la terraza circundante y el sitio más bajo de 82 metros. Al sur de ambos bajos, se encuentran 18 bajos orientados noroeste-sureste generando una traza curvilínea con rumbo aproximado de N115°. Estos bajos son cuencas centrípetas independientes de menores dimensiones, con áreas que varían entre 0,187 y 2,78 km² y profundidades que oscilan entre 12 y 47 metros. Estas depresiones presentan lagunas someras que se forman a partir de agua proveniente de las escasas precipitaciones (Fig. 26A).

La distribución alineada de los bajos sugiere un posible vínculo con las estructuras de subsuelo. Esta hipótesis se evaluó con la contribución de Bahía *et al.* (2021), quienes presentan información gravimétrica de distintos sectores de la cuenca del Golfo San Jorge, considerando la componente residual de Bouger y su integración con información de los registros de pozos. En estos, reconocen los contactos en profundidad entre las formaciones y sus densidades para luego determinar posicionamientos de bloques altos y bajos, reconociendo alturas relativas del basamento cristalino y las capas subsecuentes.

A partir de esto, los autores confeccionan secciones transversales representadas con perfiles esquemáticos (Fig. 26C).

La superposición de los mapas de anomalías gravimétricas con un modelo digital de elevación del área de estudio nos indica que el bajo Slápeliz se sitúa entre dos anomalías gravimétricas negativas (Fig. 26B). En la ubicación del bajo, la profundidad a la que se encuentra el basamento es menor con respecto a su entorno correspondiendo a un alto relativo definido entre fallas (*horst*). La configuración estructural compleja del subsuelo se relaciona, probablemente, con sistemas de fallas N-S y E-O (Bahía *et al.* 2021). En el pozo A25, se reconoce una leve disminución del espesor de la cubierta sedimentaria y que la misma se encuentra levantada, ubicándose a menor profundidad con respecto al nivel del mar.

En la figura 26B se reconoce que los bajos alineados en sentido NO-SE y situados al sur del bajo Slápeliz y el bajo Sierra Del Carril, se encuentran emplazados siguiendo parcialmente el rumbo de las curvas de gradiente gravimétrico, lo que sugiere un posible control tectónico en su distribución y permite clasificarlo como un lineamiento estructural.

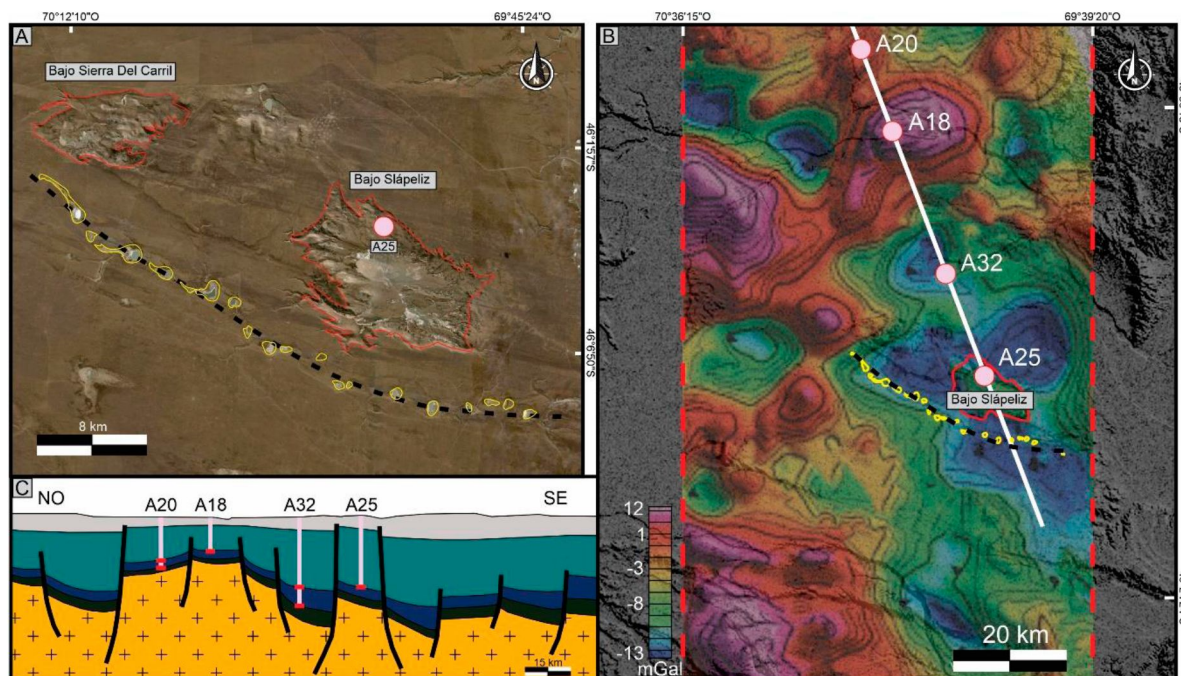


Figura 26. A) Mapa de ubicación del bajo Slápeliz, bajo Sierra Del Carril. En amarillo se resaltan los bajos orientados conformando un lineamiento en sentido NO-SE (línea negra). B) Modelo digital de elevación regional superpuesto con un mapa de anomalías gravimétricas (tomado de Bahía *et al.* 2021). Se indica la traza de la sección transversal y los pozos utilizados para la calibración de subsuelo. C) Perfil esquemático correspondiente a la traza de color blanco de la figura 26B señalando la distribución del basamento, estructuras y la geometría del relleno sedimentario. Notar el *horst* en la posición del pozo A25 y su correlación con el bajo Slápeliz.

Los bajos orientados del lineamiento estructural definen un perfil topográfico en el que se reconocen tres envolventes con patrones de inclinaciones diferentes. La figura 27 muestra algunos de ellos representados con puntos rojos sobre un MDE. En dirección noroeste-sureste, desde el primer bajo hasta el cuarto se reconoce una inclinación de $0,12^\circ$ hacia el SE, desde el quinto al decimotercer bajo la inclinación es de $0,02$ hacia el NO, aunque podría considerarse prácticamente subhorizontal. De manera contrastante, desde el decimocuarto al decimotavo la inclinación es de $0,08^\circ$ hacia el O. Esto demuestra la variación en la inclinación y en la dirección de inclinación de las envolventes dentro de la misma traza que une a los bajos orientados (Fig. 27). Es importante resaltar que estos se encuentran dentro de una misma terraza fluvial, por lo cual los valores de inclinación anómalos definen rotaciones horarias (inclinación al SE) o antihorarias (inclinación al NO). En este contexto, la tendencia subhorizontal se vincula a la ausencia de rotación o a un levantamiento uniforme que no induzca el basculamiento.

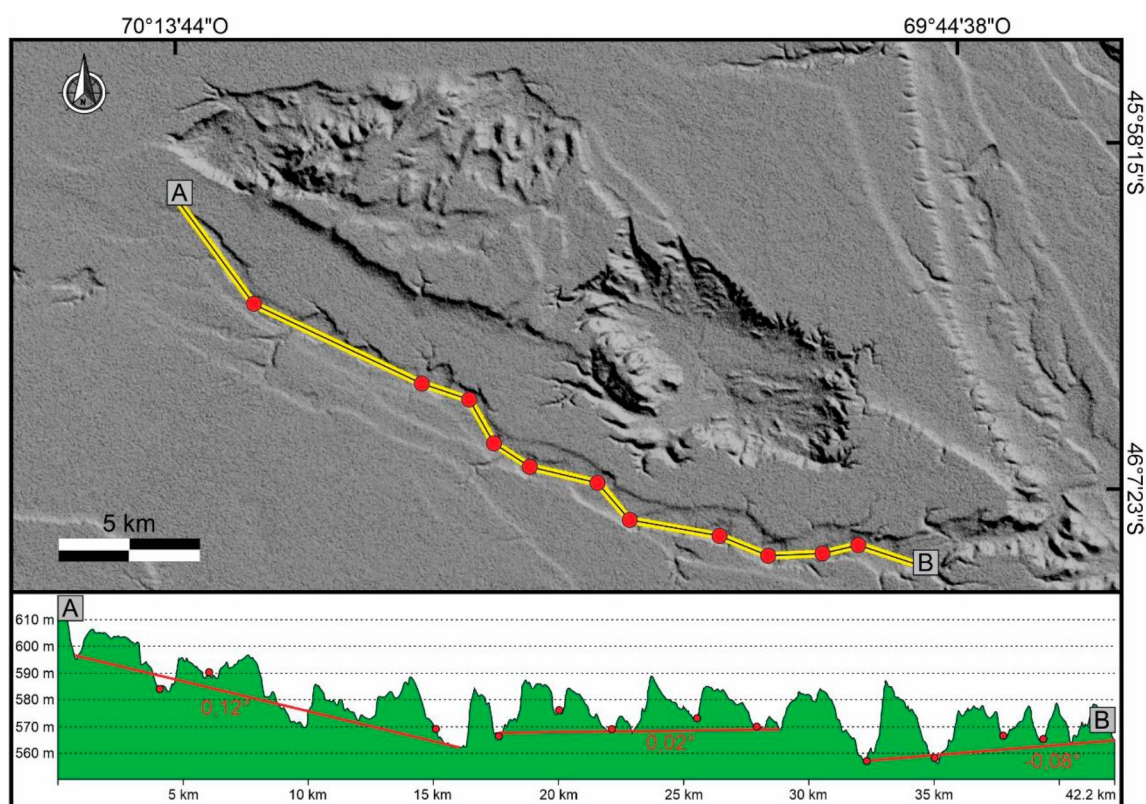


Figura 27. Modelo digital de elevación *ALOS PALSAR* y perfil topográfico sobre la traza generada por el alineamiento de bajos sin salida ubicados al sur del bajo Slápeliz. Se indican las tendencias de inclinación asociadas a las profundidades de los bajos.

Capítulo 6 – Resultados. Geomorfología del bajo Slápeliz

6.1 Caracterización morfológica y sedimentaria de unidades geomorfológicas

El bajo Slápeliz es una depresión que supera los 160 metros de profundidad, cubre una superficie de 161,84 km² y presenta una elongación en dirección noroeste-sureste, con 13,7 kilómetros de longitud y 6,67 kilómetros de ancho. Presenta un índice de asimetría de 0,873 calculado a partir de la fórmula de excentricidad de una elipse, propuesta por Apolonio de Pérgamo (12):

$$(Ecuación 12) e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}}$$

a = Longitud del eje mayor

b = Longitud del eje menor

Los valores de referencia dependen de cuanto se asemeja el óvalo a un círculo, lo que indica que, cuanto más cercano a cero sea el valor de la excentricidad, más semejante será el óvalo a un círculo perfecto. Por lo tanto:

- Si $e = 0$: el óvalo es un círculo perfecto.
- Si $0 < e < 1$: el óvalo está moderadamente alejado de un círculo.
- Si $e \geq 1$: el óvalo difiere de un círculo y es más alargado o achatado.

El diseño en planta de sus laderas es irregular debido principalmente al desarrollo de cañadones que drenan hacia el interior del bajo. En su entorno se reconoce un relieve plano y subhorizontal con distintos escalones asociados a niveles de terrazas glaciafluviales y niveles de agradación pedemontana descritos en el capítulo 5.

A partir de la interpretación de MDE's, análisis de imágenes satelitales y reconocimientos de unidades geomorfológicas en campo, se realizó el mapa geomorfológico del bajo con escalas de trabajo entre 1:10.000 y 1:100.000 (Fig. 28).

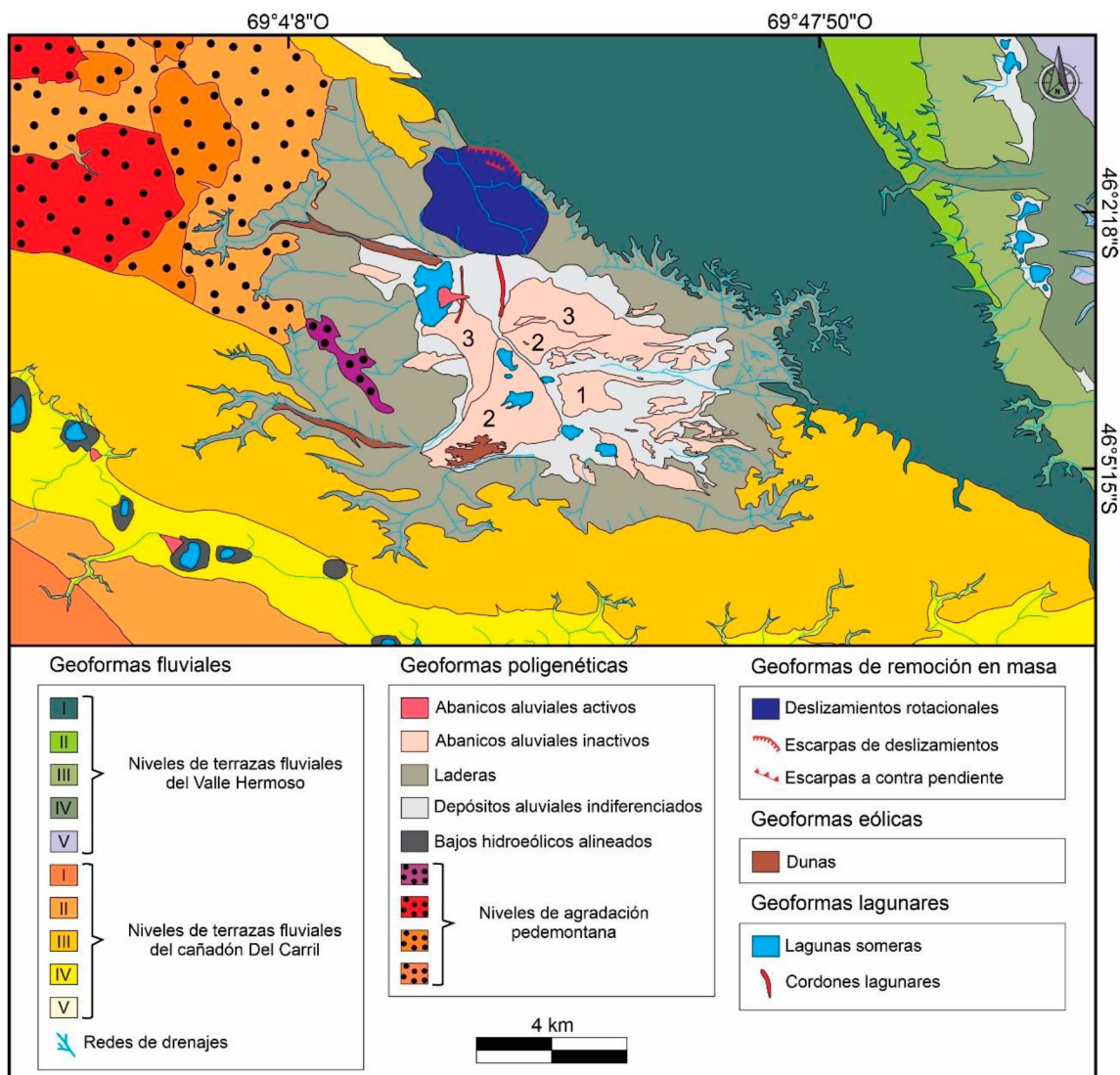


Figura 28. Mapa geomorfológico del bajo Slápeliz en escala 1:100.000. Cabe aclarar que la numeración de los abanicos aluviales inactivos corresponde al nivel topográfico reconocido.

Nivel de agradación pedemontana

Geoforma característica de transición entre las zonas montañosas y las zonas de llanuras de origen fluvial. Constituyen superficies planas que presentan una pendiente regional menor a 1° . Se encuentran constituidas por un manto de grava de espesores variables pero que generalmente disminuye hacia los bajos y aumenta en las divisorias. Sobre las mesetas se suelen reconocer varios niveles escalonados de escaso desnivel topográfico (Cobos y Panza, 2003). Estos niveles pueden estar disectados producto de erosión fluvial y sus bordes moldeados por la acción del viento.

Al oeste del bajo Slápeliz, se reconocen cuatro niveles de agradación pedemontana, el más elevado se encuentra a 665 m s.n.m. y buza $0,11^\circ$ hacia $N295^\circ$, el siguiente se encuentra a 655 m s.n.m. y cuenta con una inclinación de $0,05^\circ$ hacia $N273^\circ$, el siguiente está a 635 m s.n.m. e inclina $0,19^\circ$ hacia $N289^\circ$ y el último está ubicado a

625 m s.n.m. y tiene un buzamiento de $0,19^\circ$ hacia N293°. Actualmente se conservan sólo relictos de estas superficies por lo que se hace imposible medir paleocorrientes mediante imágenes satelitales.

Terrazas fluviales

Las terrazas fluviales son depósitos sedimentarios de planicies de inundación antiguas que quedaron abandonadas por los procesos naturales de migración lateral, acumulación o erosión de los ríos (Leopold *et al.* 1964; Schumm, 1977; Ritter *et al.* 2002; Charlton, 2007). En la Patagonia extraandina estas geofomas fueron estudiadas por una gran cantidad de autores, desde Darwin, (1846) quien fue el primero en realizar una descripción e interpretación, Fidalgo y Riggi (1965; 1970), Césari y Simeoni (1994), Cobos y Panza (2003), Martínez y Kutschker (2011), entre otros, quienes atribuyen su origen a planicies *sandur* o planicies glaciafluviales (*outwash*). Los cambios climáticos y movimientos tectónicos, son causas típicas que modifican la altura de los canales fluviales o el nivel de base del río, lo que puede producir una mayor erosión vertical y generar el abandono de la llanura de inundación. Existe una clasificación propuesta por Ritter (1986) donde las denomina terrazas apareadas, las cuales se forman cuando el encajonamiento vertical del río es más rápido que la migración lateral. Las terrazas no apareadas son aquellas que se originan cuando la migración lateral del río es más rápida que el encajonamiento vertical.

En términos generales, estas geofomas presentan una superficie plana que buza levemente aguas abajo y paleocanales representados por suaves depresiones asociadas a lagunas someras y parches arbustivos de mata negra. Las dimensiones de los depósitos pueden ser variables tanto en ancho como en largo, dependiente principalmente del tamaño y gradiente del río, de la velocidad de erosión, material transportado, entre otros factores.

En el área de estudio, se reconocen diez niveles de terrazas de al menos dos sistemas fluviales diferentes, cinco niveles aterrizados correspondientes al valle Hermoso y cinco niveles al cañadón Del Carril. En planta se observan superficies planas, con predominio de pavimento del desierto compuesto por gravas subredondeadas de hasta 25 centímetros de diámetro (Figs. 29A-B). Cuentan con escasa vegetación arbustiva que sirven de obstáculo, generando *nebkas* arenosos de menos de 1 metro de largo y 30 centímetros de alto.

En perfil se reconocen gravas redondeadas de hasta unos 25 centímetros de diámetro y un tamaño promedio aproximado de 4-5 centímetros (Fig. 29C). Los depósitos son clasto sostén y cuentan con una matriz arenosa. En ocasiones y por sectores esa matriz es de tonalidad oscura producto de la presencia de minerales máficos, entre ellos magnetita (Fe_3O_4) (Fig. 29D)

El carbonato de calcio (CaCO_3) se encuentra ampliamente distribuido en estos depósitos y se dispone principalmente como cemento ligante de clastos y matriz, aunque en ocasiones forma concreciones de 10 centímetros de diámetro aproximadamente y acumulaciones concéntricas en clastos tipo *pendants* (Figs. 29E-F).

Generalmente cubriendo estas geoformas se encuentran suelos con un límite inferior transicional con las gravas. La potencia del mismo no supera los 50 centímetros y está conformado por los horizontes A-2Bt-3Ck. El horizonte Bt presenta principalmente estructura columnar que grada hacia el techo a bloques de pocos centímetros. La textura es principalmente limosa. En ocasiones en el horizonte 3Ck se encuentran clastos en posición vertical, posiblemente por criogénesis (Fig. 29G). Sus características corresponden a un suelo de orden Aridisol, típico de la estepa patagónica (Panigatti, 2010).

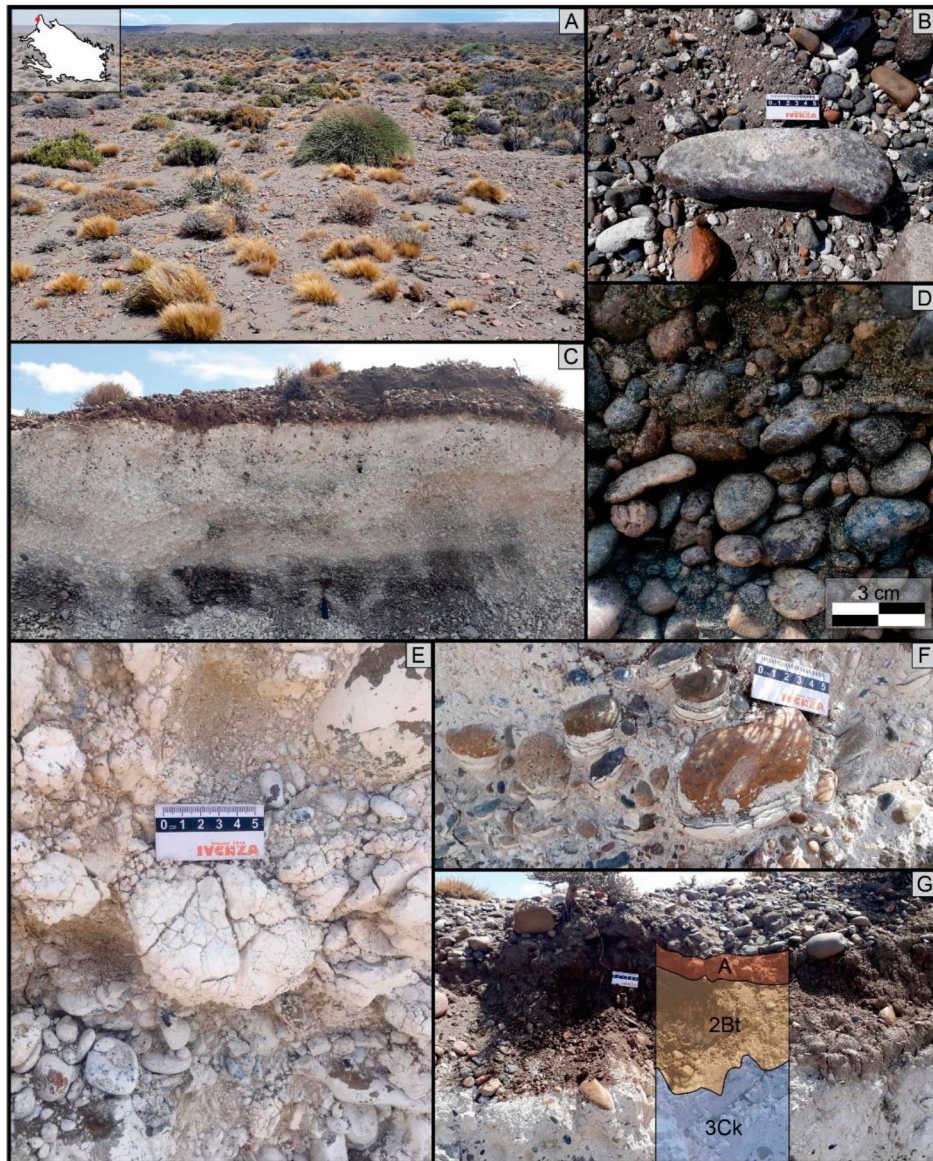


Figura 29. A) Superficie de la terraza fluvial ubicada en la margen norte del bajo Slápeliz. B) Clasto subredondeado de aproximadamente 25 centímetros de diámetro. C) Vista de perfil de la terraza fluvial. D) Detalle de la terraza fluvial que corresponde a un depósito clasto sostén, con matriz arenosa de granulometría fina y presencia de minerales máficos, entre ellos magnetita (Fe_3O_4). E) Concreciones de CaCO_3 de aproximadamente 10 centímetros de diámetro. F) Acumulaciones concéntricas en clastos tipo *pendants*. G) Vista de perfil de la terraza fluvial donde se observa un suelo poco desarrollado con los horizontes A-2Bt-3Ck.

Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales corresponden a geformas habitualmente desarrolladas en zonas áridas con precipitaciones estacionales intensas y gran escorrentía, aunque también se depositan en zonas húmedas con regímenes pluviométricos muy diferentes (Blair y McPherson, 1994). Representan una acumulación de material en forma de cono que se ensancha aguas abajo asociado a un quiebre de pendiente y formado como consecuencia

de la pérdida de confinamiento del canal principal del sistema fluvial (Colombo, 2010). Al pasar por el quiebre de pendiente, el flujo de agua disminuye su velocidad, pierde capacidad de transporte de sedimentos y los deposita en forma de abanico en los sectores más llanos y deprimidos de las cuencas hidrográficas. Generalmente existe un predominio de materiales clásticos de origen sedimentario, pero también se conocen de origen metamórfico e ígneo (Palmer *et al.* 1993). Se caracterizan por una superficie cóncava en la parte superior y una superficie convexa en la parte inferior, con una inclinación de 3 y 7° (Ritter *et al.* 2011). Generalmente, su superficie contiene cauces abandonados y activos con una disposición radial y focalizados en la zona apical (Colombo, 2010). En el área de estudio se diferencian los activos de los inactivos, donde la formación de estos últimos corresponde a un nivel de base distinto al actual. En este sentido, un descenso del nivel de base habría implicado un encajonamiento o desvío del canal principal generando el crecimiento de un nuevo cono más pequeño en las zonas distales del antiguo abanico aluvial (Colombo, 2010).

Los abanicos aluviales analizados presentan en su superficie pavimentos del desierto con gravas subangulosas a subredondeadas de origen ígneo de hasta 10 centímetros de diámetro. En algunos sectores los clastos de hasta 1,5 centímetros se encuentran removidos por la acción del viento formando megaóndulas. Se reconocen hasta 4 niveles de abanicos aluviales y están ubicados en la parte más baja de la depresión (Fig. 30). Están desarrollados predominantemente de este a oeste, aunque existe un abanico al sur del bajo desarrollado de suroeste a noreste. Estas geoformas se encuentran erosionados por cauces de carácter efímero que cortan los depósitos y dejan afloramientos de hasta 4 metros de alto.

En el mapa geomorfológico se diferencia a los abanicos aluviales activos de los inactivos. Si bien morfológicamente son similares, los activos son más pequeños (entre 250 y 300 m²), se encuentran en sectores distales de abanicos inactivos y están vinculados a niveles de base locales generalmente ocupado por lagunas someras. En contraposición, los abanicos aluviales inactivos presentan áreas significativamente mayores, llegando a casi los 6 km² de superficie, encontrándose sobre elevados con respecto al nivel de base local actual.

Con el objetivo de caracterizar internamente estos elementos se realizó un perfil sedimentario sobre el corte erosivo, a partir del cual se describieron e interpretaron las litofacias para luego asociarlas (Tablas 8-9) (Fig. 31).

Litofacies	Descripción	Interpretación
Fm	Depósito macizo compuesto por leves intercalaciones entre arena muy fina a limo y arcilla. Cuenta con yeso superficial de origen evaporítico. Además, presenta motas de color ocre en la parte inferior y motas negras en la parte superior.	Depósito formado en un ambiente de sedimentación de baja energía en un medio acuoso diluida de baja energía dominando la decantación (Collinson <i>et al.</i> 2006; Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008). La presencia de precipitados indicaría que el cuerpo acuoso sufrió fluctuaciones del nivel freático (Bridge, 2006). Las motas de color ocre evidencian presencia de Fe ⁺³ en condiciones oxidantes (Porta Casanellas <i>et al.</i> 1994). Las motas negras indicarían condiciones oxidantes sobre concentraciones de Mn (Retallack, 1994; Tabor <i>et al.</i> 2017).
Gcm	Depósito macizo, clasto sostén, compuesto por gravas angulosas y matriz arenosa. Cuenta con base erosiva con contacto neto y en ocasiones presenta tendencia granodecreciente.	Formado por un flujo acuoso, turbulento, de alta energía. Correspondería a un depósito residual de canal o barras longitudinales (Tripaldi y Limarino, 2008).
Gmm	Depósito macizo, matriz sostén, compuesto por gravas angulosas y matriz fangosa. Cuenta con base erosiva con contacto neto y leve tendencia granodecreciente.	Depósito generado a partir de un flujo gravitacional con alta carga de sedimentos (Collinson <i>et al.</i> 2006) del tipo hiperconcentrado (Smith, 1986; Miall, 1996) que se acumula por rápida agradación vertical.
Gt	Depósitos con leve tendencia granodecreciente, clasto sostén, compuesto por gravas angulosas con estratificación entrecruzada tangencial. La matriz es arenosa. Cuenta con base erosiva con contacto neto.	Depósito formado por un flujo acuoso, turbulento de alta energía. La estratificación entrecruzada tangencial correspondería a la migración de megaóndulas tridimensionales, barras transversales o relleno de canales menores (Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008; Limarino, 2002).

Tabla 8. Descripción e interpretación de litofacies reconocidas en el perfil sedimentario realizado sobre uno de los abanicos aluviales que se encuentran dentro del bajo Slápeliz.

Asociación	Descripción e interpretación
Laguna somera	Conformada por la litofacies Fm. Asociado a un ambiente lacustre de baja profundidad y carácter efímero (Reato <i>et al.</i> 2021), correspondiente al nivel de base local. Las fluctuaciones en su tamaño habrían permitido las variaciones de saturación de agua, mientras que durante los períodos secos la evaporación permitió la cristalización de yeso en su superficie.
Abanico aluvial	Conformada por las litofacies Gcm, Gmm y Gt. Asociado a un ambiente fluvial de alta energía con paleodescarga efímera, donde se identifican complejos de canales dominados por depósitos de barras gravosas

(Tripaldi, 2001). La redondez de los clastos está heredada de la litología del área fuente.

Tabla 9. Asociación de facies correspondiente al perfil sedimentario de uno de los abanicos aluviales que se encuentran dentro del bajo Slápeliz.

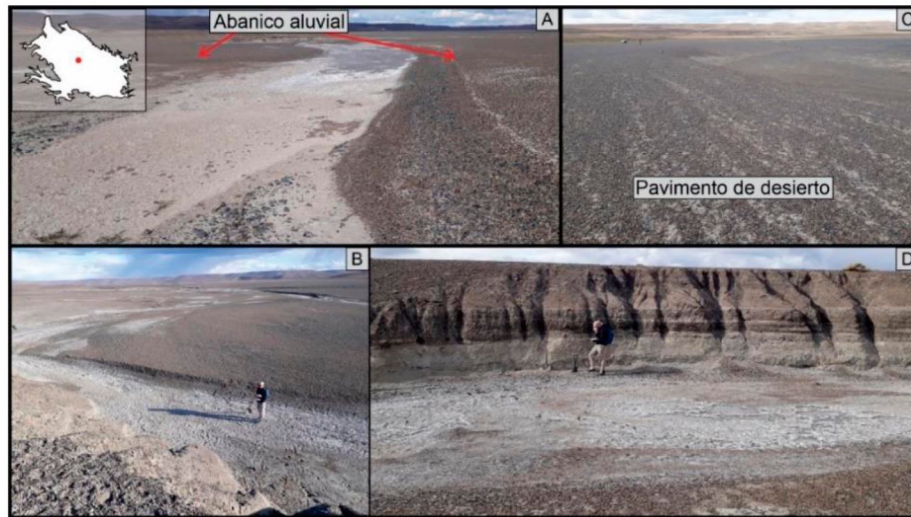


Figura 30. A-B) Fotografías panorámicas de un abanico aluvial nivel 2 disectado por un cauce efímero. C) Vista en planta de uno de los abanicos aluvial correspondiente al nivel 2 con pavimento del desierto. D) Fotografía orientada oeste-este de un abanico aluvial correspondiente al nivel 2 donde se describió el perfil sedimentario.

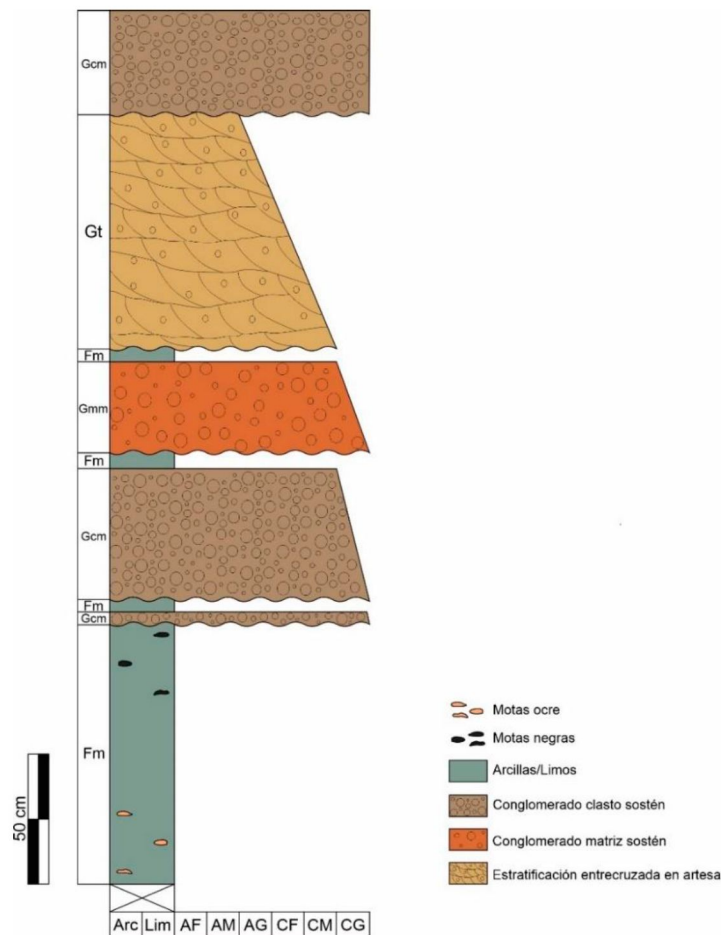


Figura 31. Perfil sedimentario esquemático correspondiente al abanico aluvial.

Laderas

Se incluye en esta unidad a superficies inclinadas que pueden presentar pendientes de suaves hasta abruptas. Generalmente en la parte superior, las pendientes son mayores que en la parte inferior, definiendo un patrón convexo dominante. Las laderas corresponden a sistemas dinámicos, donde los agentes erosivos generan un desgaste constante y posibilitan el transporte de material pendiente abajo (Fernández Torres, 2006).

En el bajo Slápeliz las laderas presentan morfologías diversas existiendo un predominio de aquellas con superficies cóncavas o planas. Se ubican pendiente abajo de las terrazas fluviales que rodean la depresión y tienen una inclinación promedio de entre 7 y 10° hacia el centro del bajo, encontrándose cubiertas por vegetación arbustiva casi en su totalidad. Sobre éstas, se encuentran algunas locaciones petroleras y/o canteras que demuestran pequeños afloramientos discontinuos de la Formación Santa Cruz, frecuentemente cubierta por una capa de hasta 2 metros de detritos coluviales y suelo. En ocasiones, las laderas presentan manantiales y mallines que surgen en los valles vinculados a las redes de drenaje circundantes.

En un corte estratigráfico de esta unidad se reconocieron cuñas de hielo fósil tal como las denomina Trombotto Liaudat *et al.* (2014). Su génesis está asociada a la contracción térmica del terreno en ambientes de *permafrost*, donde se genera la apertura de grietas verticales, poligonales en planta, que son rellenadas con hielo y/o arena dependiendo de las condiciones micro climáticas locales. La repetición continua de dicho proceso crea estas cuñas con los ápices hacia abajo. El material predilecto para el relleno de las cuñas es el sedimento fino que comúnmente no cuenta con estructuras primarias. Con la destrucción del *permafrost*, el hielo se descongela y los espacios son reemplazadas por material lítico u orgánico que puede conservarse fosilizándose, aunque no es lo más común (Black, 1976). Trombotto (2002), Bockheim *et al.* (2009) y Zanchetta *et al.* (2018) son sólo algunos de los autores que han documentado la presencia de estructuras en cuña en distintos sectores de la Patagonia extraandina.

En vista de perfil se observa su morfología en cuña, con dimensiones aproximadas de entre 50 y 60 centímetros de alto y hasta 40 centímetros de ancho en su parte superior, terminando en punta hacia abajo. Se encuentran rellenas de arena de granulometría mediana y en algunos casos presentan bioturbaciones y raíces de vegetación actual (muestra denominada CS; Capítulo 6.2.1). Generalmente en los afloramientos se observan conjuntos de cuñas separadas entre si desde algunos centímetros a escasos

metros. Por encima se desarrolla un suelo poco desarrollado con la presencia de un horizonte limo arcilloso (2Bt) de menos de 5 centímetros de espesor y color marrón oscuro. El pavimento del desierto y la vegetación arbustiva por encima de estos, imposibilita ver en superficie las dimensiones y el aspecto de dichas estructuras (Fig. 32). La roca que aloja a las cuñas corresponde a una arenisca mediana cementada con un precipitado blanquecino de carbonato de calcio (CaCO_3) de aspecto terroso, posiblemente correspondiente a la Formación Santa Cruz.

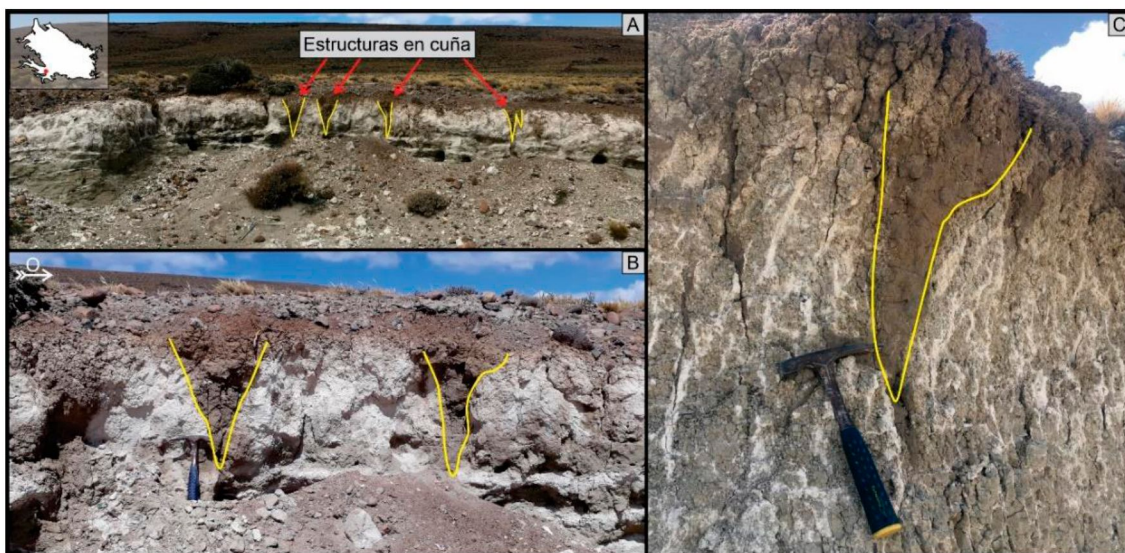


Figura 32. A) Vista panorámica de las estructuras en cuñas ubicadas sobre terrenos estables donde fue extraída la muestra CS. B-C) Corresponden a detalles de la subfigura A.

Deslizamientos rotacionales

Esta unidad se caracteriza por movimientos gravitacionales de masa rocosa con un desplazamiento de cizalla sobre una superficie cóncava. El desarrollo de grietas transversales formadas a partir de fuerzas tensionales produce que la masa deslizada se desintegre en bloques individuales. La influencia de la superficie cóncava hace que los bloques se basculen contra la pendiente generando así, una escarpa contra pendiente. En la parte superior se ubica la escarpa principal, que suele presentar estrías en la superficie de deslizamiento en la dirección del movimiento. En la parte frontal, se desarrollan lóbulos que generalmente presentan grietas de tensión con una disposición radial. Laderas con pendientes abruptas, bloques fracturados, escasa vegetación, presencia de arcillas y lluvias repentinas son algunos de los factores que combinados o no, favorecen el desarrollo de estos eventos de movimiento en masa. Los deslizamientos rotacionales producen superficies onduladas que generan anomalías en las redes de drenaje (Gutiérrez Elorza, 2008).

En el bajo Slápeliz, se reconoce un deslizamiento rotacional en la ladera norte, que abarca una superficie de aproximadamente 8 km^2 y se encuentra parcialmente erosionado y vegetado. Se reconoce la escarpa de deslizamiento principal de 3 kilómetros de largo, con rumbo $\text{N}120^\circ$, morfología semicircular y buzamiento hacia el SO. Además, se observa un bloque deslizado de 160 m^2 con una escarpa de 600 metros de largo, rumbo $\text{N}115^\circ$ y buzamiento hacia NE (Fig. 33). Dentro del área deslizada, se reconoce un bloque conformado en la parte inferior por sedimentitas de la Formación Santa Cruz y coronado por gravas redondeadas de hasta 20 centímetros de diámetro, matriz arenosa y presencia de cemento carbonático correspondiente a los Rodados Patagónicos. El bloque cuenta con una dirección de inclinación de $\text{N}105^\circ$ y un buzamiento de 8° (Fig. 34).

Sobre uno de los bloques de la terraza fluvial deslizada también se reconocieron cuñas de hielo fósil (muestra denominada CN; Capítulo 6.2.1), con similares dimensiones y características a las descritas en la unidad geomorfológica denominada laderas. En este caso, la roca alojante de las cuñas de hielo fósil corresponde a depósitos gravosos pertenecientes a los Rodados Patagónicos.

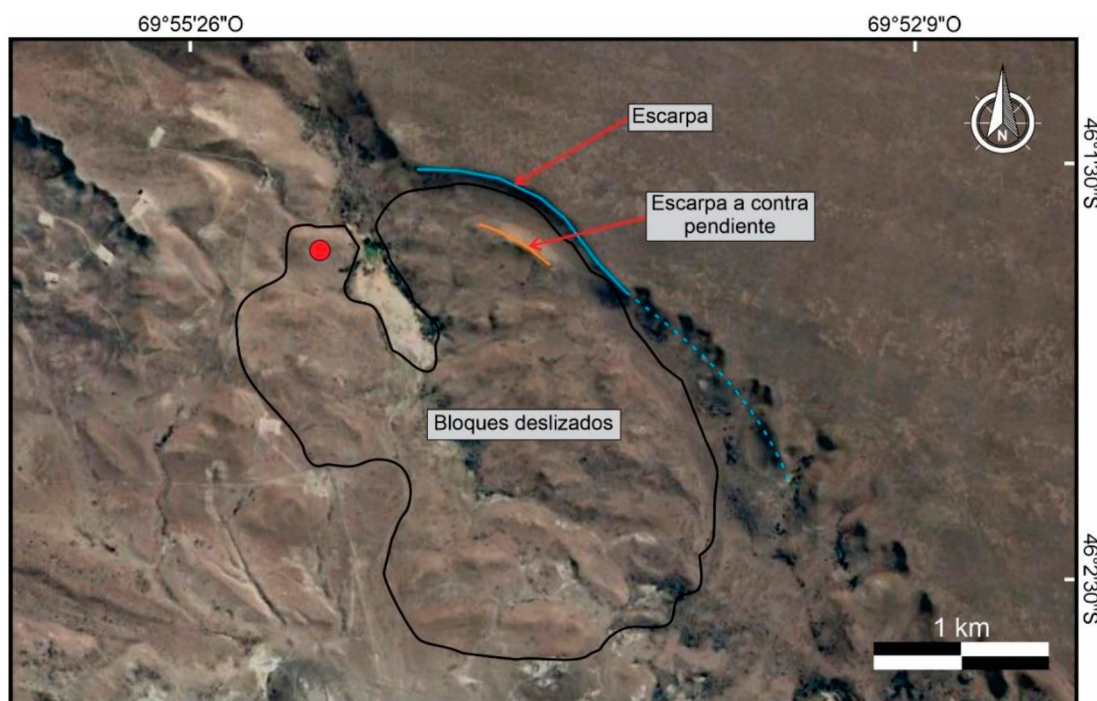


Figura 33. Imagen satelital de los bloques deslizados, la escarpa principal y la escarpa a contra pendiente.

La línea punteada color celeste corresponde a la escarpa inferida ya que la erosión hídrica dificulta su reconocimiento y posición original. El círculo rojo corresponde a la ubicación donde fueron tomadas las fotografías de la figura 34.



Figura 34. A) Depósito de gravoarenoso correspondiente a los Rodados Patagónicos basculado 8° hacia $N105^{\circ}$. B-C) Detalles de la subfigura A.

Cordones lagunares

Los cordones lagunares son geformas de depositación generadas por oleaje en lagos y lagunas. En el área de estudio están orientados en forma perpendicular a la dirección del viento predominante, debido a su influencia en el desarrollo de las olas.

Dentro del bajo Slápeliz se reconocen al menos dos cordones lagunares ubicados a 404 y 397 m s.n.m., denominados CLA y CLM respectivamente. Corresponden a crestas de relieve suave, con forma de arco, elongadas en sentido norte-sur con una extensión aproximada de 2 kilómetros de largo, una altura de 2 metros para el cordón más moderno, y aproximadamente 4 para el más antiguo, con una distancia de 1 kilómetro entre sí. En su superficie presentan pavimentos del desierto conformados por gravas volcánicas subangulosas a subredondeadas con diámetros de hasta 5 centímetros.

Los cordones se encuentran disectados en varios lugares por cauces efímeros que generan cortes transversales orientados oeste-este. En el cordón ubicado a menor cota, se observan niveles de grava arenosa con intercalaciones de arena gravosa. En la parte inferior del afloramiento las capas buzcan aproximadamente 4° hacia el oeste y la parte superior presentan una inclinación de 4° hacia el este (Fig. 35). Sobre estos y justo por debajo del pavimento del desierto, se apoya un depósito de 12 centímetros de potencia de arena fina a mediana, de color blanquecino.

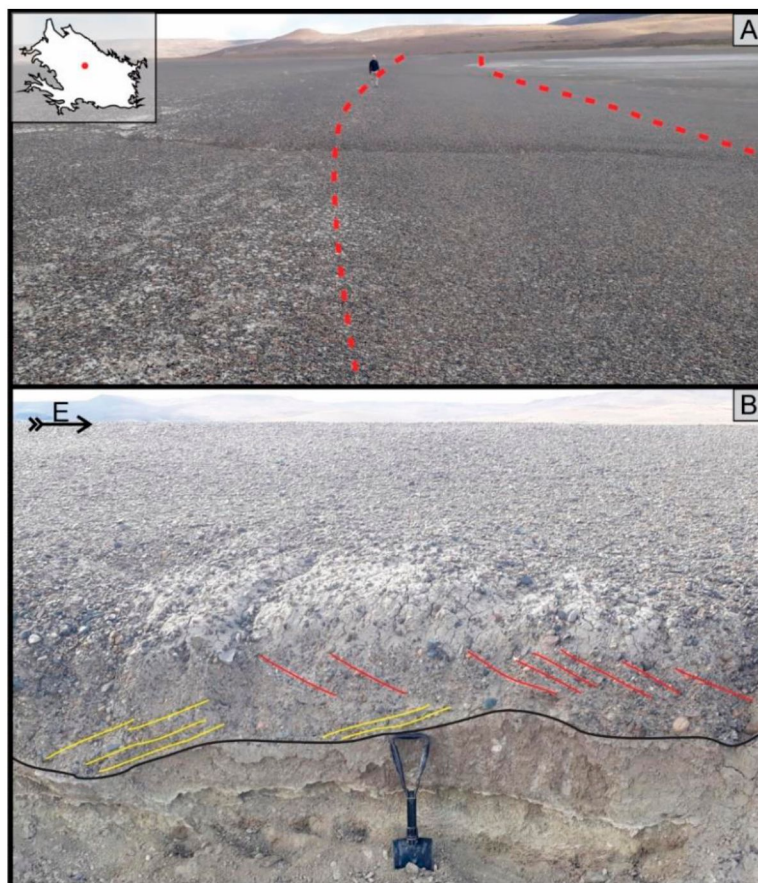


Figura 35. A) Vista panorámica del CLM. B) Afloramiento del CLA donde se observa el buzamiento del estrato superior inclinándose aproximadamente 4° al este (líneas rojas) y el estrato inferior inclinándose aproximadamente 4° hacia el oeste (líneas amarillas). La pala mide 45 cm. La orientación es igual para ambas subfiguras.

Sobre un corte en sentido norte-sur del CLM, asociado a la laguna ubicada en el sector más profundo del bajo, se realizó un perfil sedimentario donde se describen e interpretan tres litofacies y dos asociaciones de litofacies (Tablas 10-11) (Fig. 36).

Litofacies	Descripción	Interpretación
Gcm	Conglomerado clasto sostén, compuesto por gravas de hasta 5 cm, en ocasiones con leve tendencia granodecreciente. La base cuenta con contacto neto.	Depósito formado en un contexto de alta energía producto del lavado en la zona de rompiente (Reato <i>et al.</i> 2021).
F1	Depósito de material fino (limo y arcillas) de color rojizo. Internamente cuenta con laminación horizontal y base con contacto neto. Presenta un espesor de 7 cm.	Depósito formado en un contexto de baja energía dominando la decantación (Collinson <i>et al.</i> 2006; Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008). El color rojizo podría estar asociado a la presencia de sedimentos ferruginosos expuestos a un ambiente oxidante (Brewer, 1976; Vepraskas, 2015; Vepraskas <i>et al.</i> 2018).

Fm	Depósito de material fino (limo y arcillas) de color gris, macizo y con base neta. Presenta un espesor de 5 cm.	Depósito formado en un ambiente de sedimentación de baja energía dominando por la decantación (Collinson <i>et al.</i> 2006; Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008). El color grisáceo indicaría un ambiente de condiciones reductoras (Collinson <i>et al.</i> 2006).
----	---	---

Tabla 10. Descripción e interpretación de litofacies reconocidas en el perfil sedimentario esquemático realizado sobre el CLM, descrito dentro de la unidad geomorfológica cordones lagunares.

Asociación	Descripción e interpretación
Cuerpo de agua restringido de poca profundidad efimero	Conformado por las litofacies Fl y Fm. Asociado a un sistema lacustre, efimero, de baja profundidad correspondiente al nivel de base local de ese momento (Tripaldi, 2001) o al desarrollo de albuferas detrás de la barrera de gravas en períodos de relativa humedad.
Depósito de playa	Conformada por las litofacies Gcm. Asociada a un ambiente de retrabajo y depositación por oleaje en la zona de rompiente de playas de grava lacustre (Reato <i>et al.</i> 2021).

Tabla 11. Asociación de facies correspondiente al perfil sedimentario del CLM.

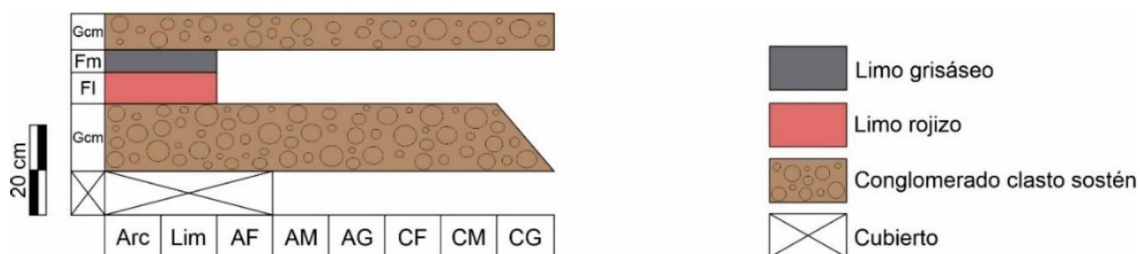


Figura 36. Perfil sedimentario esquemático correspondiente al CLM.

En la margen oriental del CLA ubicado a una cota de 404 m s.n.m. se reconoce un afloramiento en el que se realizó un perfil sedimentario con su correspondiente descripción de litofacies e interpretación del subambiente depositacional (Tablas 12-13). El afloramiento está afectado por una discontinuidad interpretada como un corrimiento, con una dirección de inclinación de N37°, con un buzamiento variable de 46° en la base y de 32° hacia el techo. El rechazo de inclinación medido es de aproximadamente 30 centímetros (Fig. 37).

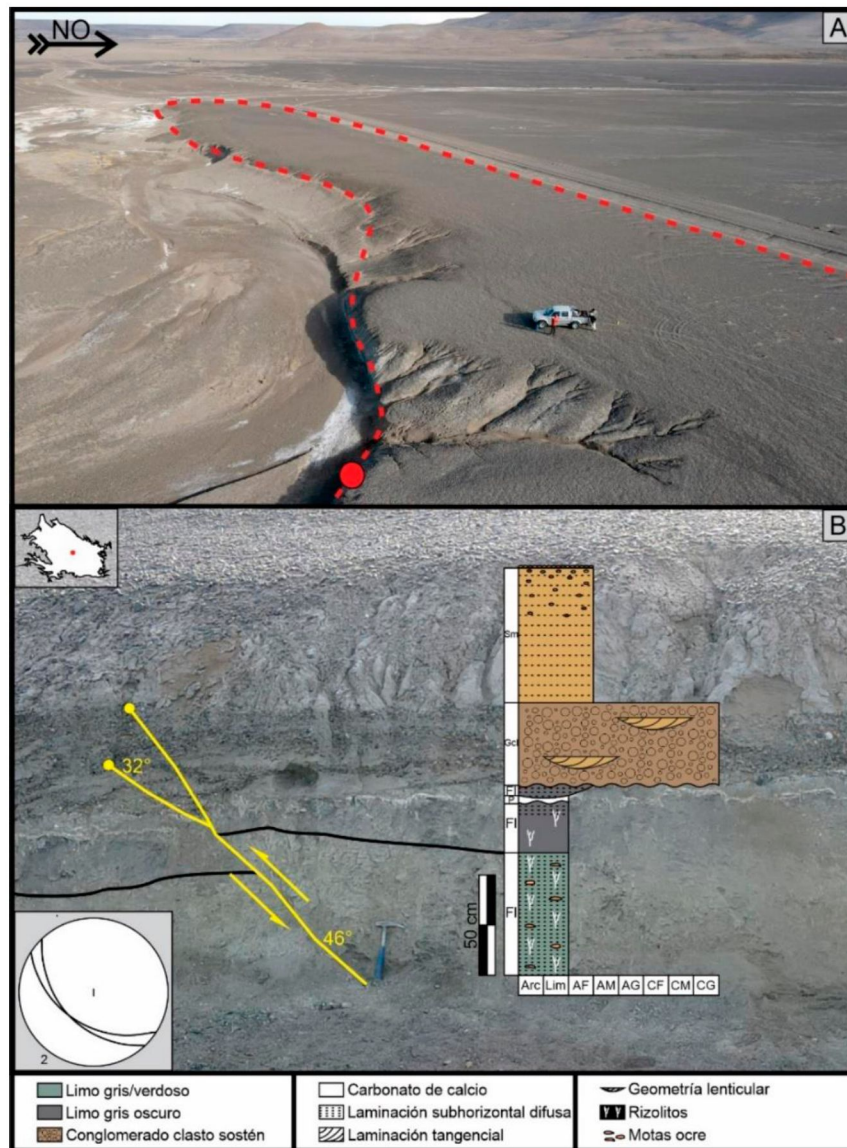


Figura 37. A) Vista panorámica del CLA. El punto rojo corresponde al sitio donde se realizó el perfil sedimentario y se reconoció el depósito afectado por el corrimiento. B) Afloramiento correspondiente al fondo lagunar y al depósito de playa afectados por un corrimiento. Se indica un perfil sedimentario esquemático.

Litofacies	Descripción	Interpretación
F1	Depósito compuesto por finas intercalaciones de limo y limo arenoso. En sectores es macizo, pero generalmente presenta laminación subhorizontal difusa. Las tonalidades varían de gris/verdoso a gris oscuro. Presenta rizolitos con CaCO_3 y motas color ocre.	Depósito formado en un ambiente de sedimentación subáctico de baja energía dominando por la decantación (Collinson <i>et al.</i> 2006; Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008). Las motas de color ocre evidencian presencia de Fe^{+3} en condiciones oxidantes (Porta Casanellas <i>et al.</i> 1994; Retallack, 1994). Los rizolitos y las motas se interpretan como rasgos redoximórficos vinculados a la fijación de algas o plantas y a la fluctuación del nivel freático próximo a la superficie (Bridge, 2006).

P	Carbonato de calcio con base y techo ondulado.	Depósito de origen evaporítico que indicaría fluctuaciones del nivel freático entorno a la superficie (Bridge, 2006)
Gcl	Depósito macizo, clasto sostén, compuesto por gravas de hasta 5 cm de diámetro y matriz arenosa, con base erosiva y contacto neto. Dentro del paquete se reconocen cuerpos lenticulares de arena fina y presencia de estratificación tangencial.	Depósito formado por un flujo de alta energía correspondiente a un depósito de sobrelavado generado por olas de tormenta que sobrepasaron la cresta de la playa (Nutz, 2017; Reato <i>et al.</i> 2021).
Shm	Depósito compuesto por arena mediana a fina, bien seleccionada con laminación subhorizontal difusa y abundantes minerales con propiedades magnéticas. Hacia el techo presenta gravas dispersas de origen ígneo de hasta 1,5 cm. Contacto neto en la base. Hacia el techo está coronado por pavimento del desierto.	Depósito generado a partir de un flujo subaéreo producto de caída granos en geoformas asociadas a migración de ondulaciones de arena o de manto eólico (Tripaldi y Limarino, 2008).

Tabla 12. Descripción e interpretación de litofacies reconocidas en el perfil sedimentario correspondiente al afloramiento.

Asociación	Descripción e interpretación
Laguna somera	Conformada por las litofacies Fl y P. Asociado al lecho lacustre, correspondiente al nivel de base local (Reato <i>et al.</i> 2021).
Depósito de sobrelavado	Conformada por las litofacies Gcl. Asociado a un subambiente de sobrelavado detrás de una barrera lagunar (Reato <i>et al.</i> 2021).
Depósitos eólicos	Conformada por las litofacies Shm. Asociado a un ambiente subaéreo dominado por migración de ondulaciones de arena, manto eólico o tipo <i>lunette</i> (Tripaldi y Limarino, 2008).

Tabla 13. Asociación de facies correspondiente al perfil sedimentario.

Dunas

En distintos sectores del bajo se reconocen depósitos eólicos asociados a campos de dunas, los cuales consisten en crestas arenosas alineadas en sentido oeste-este, en coincidencia con la dirección del viento predominante (Montes *et al.* 2015; 2017). Presentan alturas de hasta 2 metros y ancho en planta que no supera los 70 metros. Además, pueden ser rectas o sinuosas, siguiendo la morfología del relieve circundante y extenderse hasta 4 kilómetros de largo.

Actualmente estos depósitos están inactivos y se encuentran vegetados por flora autóctona. Se reconocieron las especies *Festuca gracillima* (coirón), *Schinus Johnstonei*

(molle) y *Mulinum spinosum* (neneo). En los sectores ubicados dentro de cañadones, entre las crestas arenosas se encuentran humedales, regionalmente denominados mallines (Fig. 38). En los sectores ubicados sobre abanicos aluviales, entre las crestas arenosas se desarrollan pavimentos del desierto. Además, en ocasiones se puede encontrar vegetación muerta *in situ*, debido a que fue sepultada por el avance de los campos de dunas.

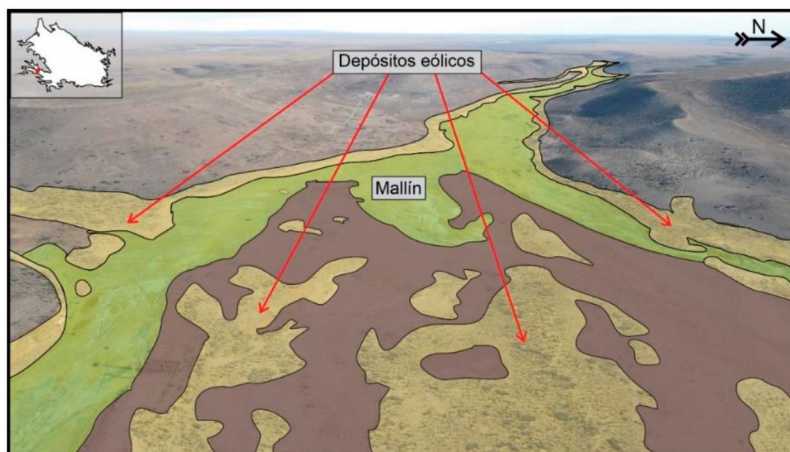


Figura 38. Vista hacia el oeste tomada con VANT donde se reconocen depósitos eólicos que por sectores están ocupados por mallines (color verde claro). En marrón se reconocen pavimentos desérticos y en color ocre depósitos eólicos inmóviles, fijados por la vegetación.

Megaóndulas

Son formas de lecho desarrolladas en ambientes áridos y semiáridos que se caracterizan por su tamaño inusual en comparación con los típicos *ripples* de arena fina. Las megaóndulas no corresponden a dunas pequeñas ni protodunas, sino que conforman una clase distinta de formas de lecho (Goudie, 2013). Generalmente presentan longitudes de onda que van desde decenas de centímetros hasta 20 metros y alturas que varían desde escasos centímetros hasta 1 metro (Wilson, 1972; Isenberg *et al.* 2011). Están conformados por partículas que van desde tamaño arcilla a gravas de hasta 3 centímetros de diámetro con clara tendencia textural bimodal (Bagnold, 1941), por lo que en cuanto la selección de sedimentos, mientras más pobre, mayor es la longitud de onda (Walker y Southard, 1982). La morfología puede variar dependiendo diversos factores, entre ellos la velocidad y dirección del viento, el tamaño y forma del sedimento, rugosidad de la superficie, entre otros. Pueden presentar crestas rectas o sinuosas, paralelas o entrecruzadas entre sí y generalmente constituyen ondulaciones suaves y redondeadas.

En la zona de estudio se encuentran principalmente sobre los abanicos aluviales y están compuestas por gravas de origen ígneo de hasta 1,5 centímetro de diámetro. Los clastos más gruesos se encuentran en la cresta y disminuyen progresivamente a lo largo

de la cara de sotavento. El MDE realizado a partir de fotografías obtenidas con VANT muestra un campo de megaóndulas de 22.550 m^2 , donde se observan crestas de casi 20 metros de largo y más de 20 centímetros de alto. Se disponen de manera perpendicular al sentido del viento predominante, con la cara de sotavento levemente más abrupta que la de barlovento (Fig. 39). Dentro del campo de megaóndulas, en el sector occidental, se reconocen leves montículos de gravas alineadas que, producto del empuje del viento, comienzan a reptar y orientarse. Éstas presentan una longitud de onda que varía desde 3-4 metros hasta algunos centímetros a medida que nos desplazamos hacia el este del campo. En perfil presentan una tendencia granocreciente, donde en la parte superior predominan al menos 5 centímetros de gravas que coronan a los sedimentos limos/arcillosos que se encuentran por debajo, principalmente como agregados, los cuales son fácilmente disgregables. La poca consistencia daría indicios de que estos no serían transportados por el viento ya que no resistirían conformados como tales, sino que se constituyen postdeposicionalmente (Fig. 40).

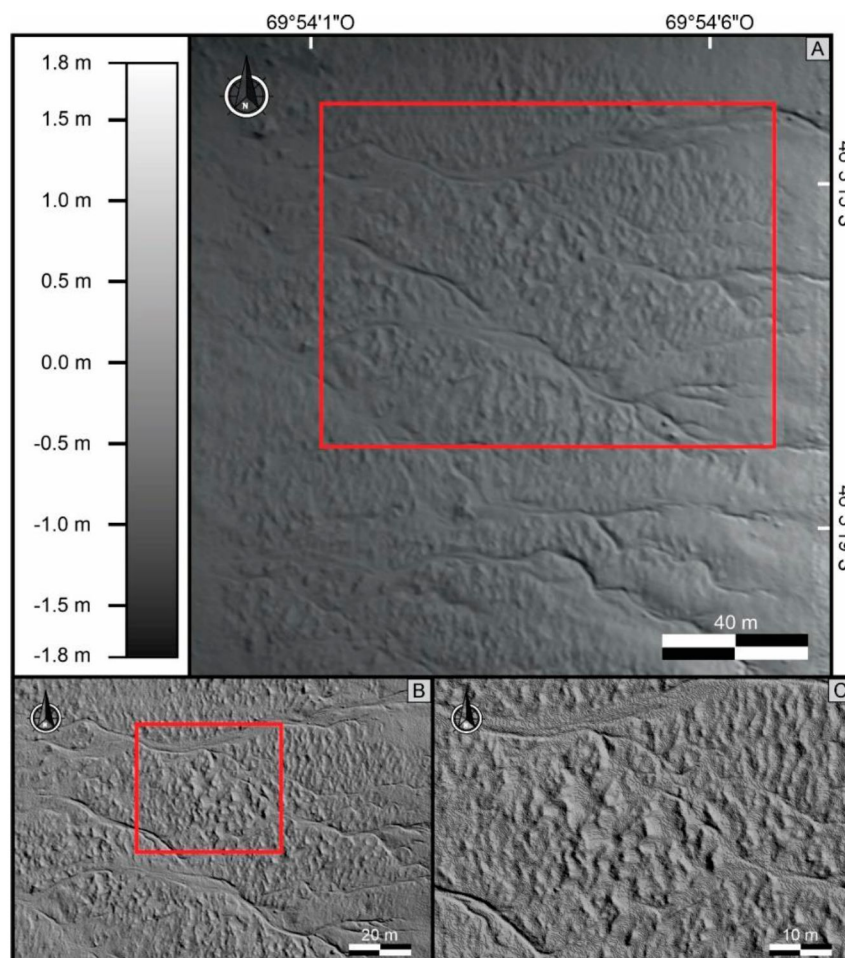


Figura 39. A) Modelo digital de elevación del campo de megaóndulas. El valor 0 de la escala vertical se encuentra asignado a la base donde despegó el VANT y las alturas son relativas al punto de despegue. B) Zoom del recuadro rojo de la figura A. C) Zoom del recuadro rojo de la figura B.



Figura 40. Fotografías panorámicas y en detalle de las megaóndulas reconocidas en el bajo Slápeliz.

Bajos hidroeólicos alineados

La desactivación de sistemas fluviales y las condiciones ambientales áridas favorecen a la desintegración de las redes de drenaje constituyendo cubetas donde se depositan sedimentos lacustres de grano fino (Ori *et al.* 2007). La aridez provoca que las redes de drenaje se desactiven y, en consecuencia, la deflación erosione el fondo de los valles generando pequeñas cuencas de deflación (Montes *et al.* 2020).

Al sur del bajo Slápeliz y del bajo Sierra Del Carril se reconocen 18 bajos hidroeólicos alineados con orientación noroeste-sureste y ubicados sobre una terraza fluvial. La morfología en planta de las depresiones varía desde semicircular a oval generalmente con el eje mayor en sentido noroeste-sureste. Estas depresiones corresponden a cuencas endorreicas con redes de drenaje dendríticas con un diseño radial centripeto, las cuales son afluentes de lagunas someras de carácter efímero producto de las precipitaciones estacionales. Estas depresiones presentan desniveles que varían desde 12 a 47 metros y superficies que no superan los 2,78 km².

Lagunas someras

Corresponden a cuerpos de agua de poca profundidad, fondo plano, escasa capacidad de almacenamiento y carencia de afluentes permanentes (Iturraspe y Urciuolo, 2002). Sus características y ubicación geográfica las hacen muy sensibles a la evaporación y a los vientos, haciendo que estos cuerpos se sequen parcial o totalmente en años secos. Al presentar durante extensos períodos superficies de sedimentos expuestos, sin la cobertura de agua, constituyen por deflación una fuente de polvo atmosférico mineral

(Coronato *et al.* 2017). Generalmente cuentan con altos valores en salinidad y gran turbidez producto del alto contenido de partículas en suspensión (Iturraspe y Urciuolo, 2002). Paleoambientalmente, las lagunas someras brindan información de cambios hidrológicos y climáticos, de interés para análisis *multiproxies* y multidisciplinarios (Coronato *et al.* 2017).

En el bajo Slápeliz a 392 m s.n.m. se encuentra la laguna efímera de mayores dimensiones, la cual presenta morfología oval con su mayor eje en sentido norte-sur, una superficie de 0,42 km² y una profundidad que no supera los 5 metros. Geográficamente se encuentra desplazada levemente hacia la margen occidental del bajo.

En el momento del relevamiento de campo, la laguna no presentaba agua ni humedad en superficie. Sobre el fondo de la laguna se reconocen sedimentos arcillosos con grietas de desecación de hasta 15 cm de profundidad y un espaciado entre los hexágonos de aproximadamente 10 centímetros. En sectores, estas grietas son rellenadas con arena de granulometría fina. Sobre la superficie se encuentran sales de aspecto terroso que cubren gran parte del área (Fig. 41). Lagunas de menores dimensiones se encuentran distribuidas dentro del bajo, principalmente sobre los abanicos aluviales inactivos y sobre los depósitos aluviales indiferenciados.

Al sur del bajo Slápeliz y ocupando los sectores más deprimidos de los bajos hidroeólicos alineados, se encuentran otras lagunas someras. Sus superficies varían entre 0,1 y 0,61 km² y principalmente cuentan con morfología semicircular a oval elongadas en sentido norte-sur. Sus profundidades oscilan entre 1 y 8 metros.



Figura 41. A) Fotografía panorámica de la laguna somera que se encuentra en el fondo del bajo Slápeliz.

B) Grietas de desecación con sales en su superficie. Nótese que muchas de las grietas se encuentran rellenas con arena fina. C-D) Vista general y zoom de las grietas de desecación con una separación entre los hexágonos de aproximadamente 10 cm.

6.2 Granulometría de unidades geomorfológicas y sitios de interés

6.2.1 Análisis granulométrico en seco y en húmedo

Con la finalidad de cuantificar y determinar la distribución los de tamaños de partículas de las muestras obtenidas en el bajo Slápeliz, se realizó el análisis granulométrico de las distintas unidades geomorfológicas descriptas previamente.

Cordón lagunar antiguo

El muestreo se realizó en la cresta del cordón (ver Fig. 37) donde se extrajeron dos muestras. La primera (CLA1) posee 1476 gramos, de los cuales las partículas mayores a 4 milímetros superan el 50 % de la muestra total, mostrando una clara distribución bimodal (Figs. 1-2, Anexo II). La segunda muestra (CLA2) posee 1501 gramos y se extrajo inmediatamente por debajo de la muestra CLA1. En este caso, se observa que las partículas mayores a 4 milímetros sólo representan el 17 % y existe un predominio de las

partículas menores a 0,5 milímetros, las cuales superan el 44 % de la muestra total. A diferencia de la muestra correspondiente al sector superior, esta presenta una distribución bimodal menos marcada (Figs. 3-4, Anexo II).

Mediante el análisis textural en húmedo, la muestra correspondiente al CLA1 no presenta cambios significativos en las modas, variando levemente los porcentajes para cada granulometría, manteniendo una distribución bimodal (Figs. 5-6, Anexo II). En cambio, en la muestra CLA2, se identifica un cambio en la tendencia, pasando de distribución bimodal a unimodal con asimetría negativa debido a que el pasante al tamiz N° 230 varía del 1,66 % con el análisis en seco, a casi el 74 % de la muestra total con el análisis en húmedo (Figs. 7-8, Anexo II). Estos sedimentos conformaban agregados que reaccionaron a la solución de ácido clorhídrico (HCl). Al disgregarse por la acción del agua generan una marcada diferencia en la curva acumulada debido al incremento en el porcentaje de la muestra correspondiente al pasante del tamiz N° 230 (Fig. 42).

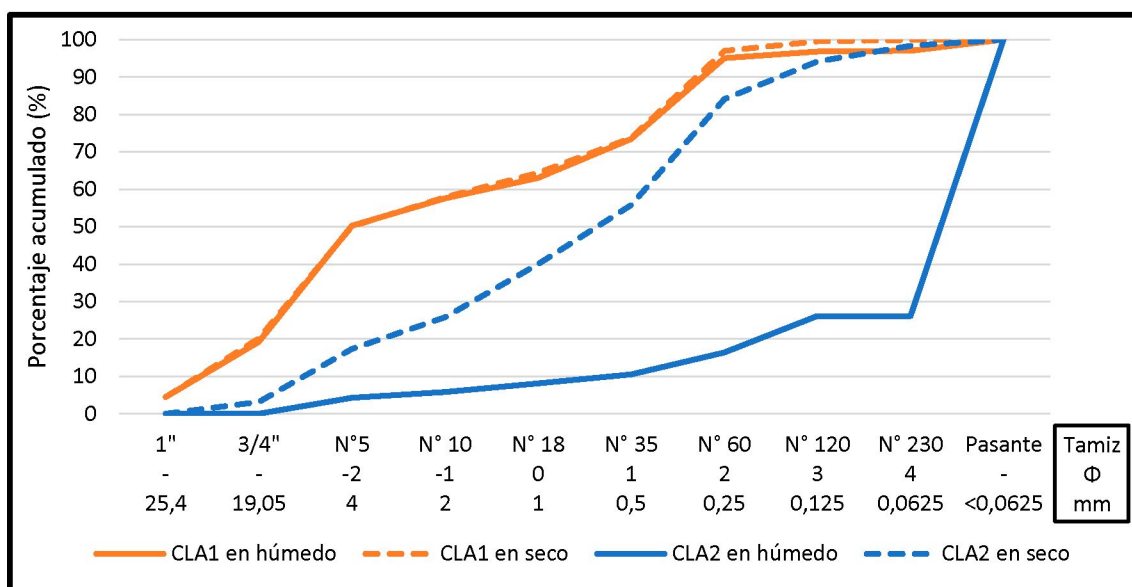


Figura 42. Gráfico con la representación de los porcentajes acumulados para las muestras CLA1 y CLA2, tanto para el análisis granulométrico en seco como en húmedo.

Cordón lagunar moderno

El muestreo se realizó en la cresta del cordón donde se extrajeron tres muestras. La primera (CLM1) posee 554 gramos y corresponde a la superficie del cordón lagunar hasta una profundidad de 5 centímetros. Mediante el análisis en seco, se observa que las partículas mayores a 4 milímetros, representan casi un 39 % de la muestra total. El gráfico presenta una distribución bimodal con una asimetría positiva y una moda en el tamiz N° 5 (Figs. 9-10, Anexo II). La segunda muestra (CLM2) posee 478 gramos y se extrajo entre los 5 y 11 centímetros de profundidad. Presenta un predominio de partículas menores a

0,25 milímetros, alcanzando casi un 54 % de la muestra total. El gráfico, a diferencia del anterior, refleja una distribución unimodal con una asimetría negativa (Figs. 11-12, Anexo II). La tercera muestra (CLM3) posee 1051 gramos y se extrajo a una profundidad mayor de 11 centímetros. La muestra presenta una distribución positiva con predominio de partículas mayores a 4 milímetros, las cuales representan el 54 % de la muestra total. El gráfico presenta una distribución unimodal con asimetría positiva y una moda en el tamiz N° 5 (Figs. 13-14, Anexo II).

En el análisis textural en húmedo, la muestra denominada CLM1 no presenta variaciones significativas en su distribución con respecto al análisis en seco, pero si registra un aumento del pasante del tamiz N° 230, siendo menor al 6 % con el análisis en seco a casi el 29 % de la muestra total en el análisis en húmedo (Figs. 15-16, Anexo II). En la muestra CLM2, se mantiene la misma distribución unimodal con asimetría negativa, pero a diferencia del análisis en seco, que la moda se ubica en el tamiz N° 120 con ~34 %, con el análisis en húmedo, se ubica en el pasante al tamiz N° 230 con casi el 67 % de la muestra total (Figs. 17-18, Anexo II). La muestra CLM3 no registra variaciones significativas, manteniendo la misma distribución unimodal con asimetría positiva y un leve aumento en el pasante del tamiz N° 230 siendo menor al 1 % en el análisis en seco, a ~9 % en el análisis en húmedo de la muestra total (Figs. 19-20, Anexo II).

Las curvas de porcentaje acumulado demuestran que las muestras CLM1 y la CLM3 son las que presentan menor cantidad de agregados de partículas y, por lo contrario, la muestra CLM2 es aquella que presenta mayor cantidad. El cambio de tendencia en el pasante indica que partículas menores al tamiz N° 230 conformaban partículas de mayor tamaño y fueron disgregadas por el agua al momento del análisis en húmedo (Fig. 43). Una característica que se destaca de estos agregados es que reaccionaban fuertemente con la solución de ácido clorhídrico (HCl), por lo que se reconoce la presencia de carbonato dispuesto de manera pulverulenta y conformando una cementación leve (Fig. 44).

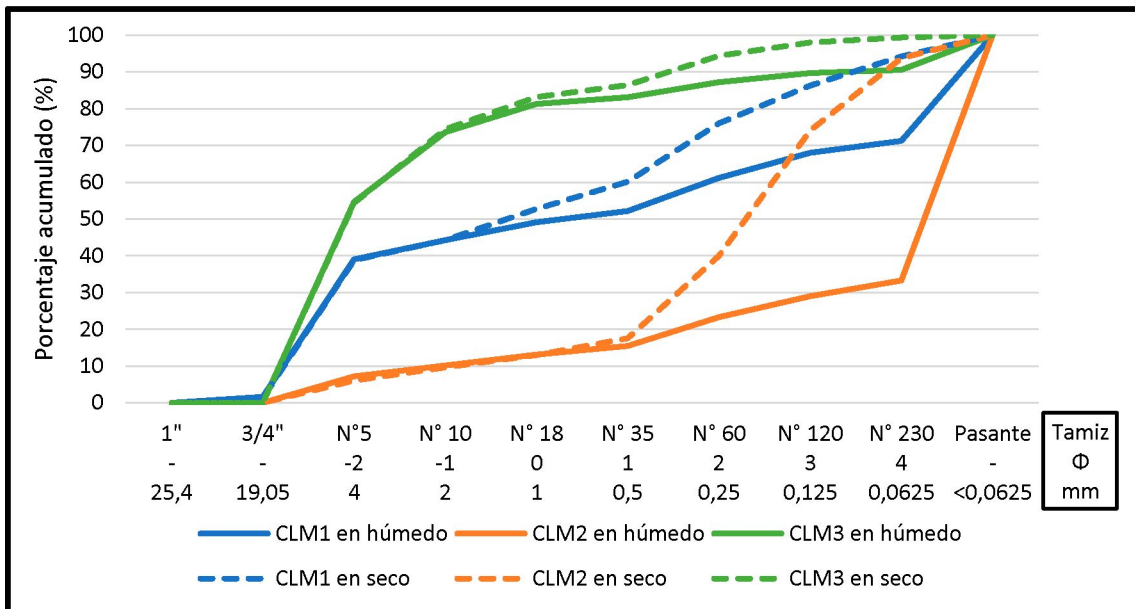


Figura 43. Gráfico con la representación de los porcentajes acumulados para las muestras CLM1, CLM2 y CLM3, tanto para el análisis granulométrico en seco como en húmedo.

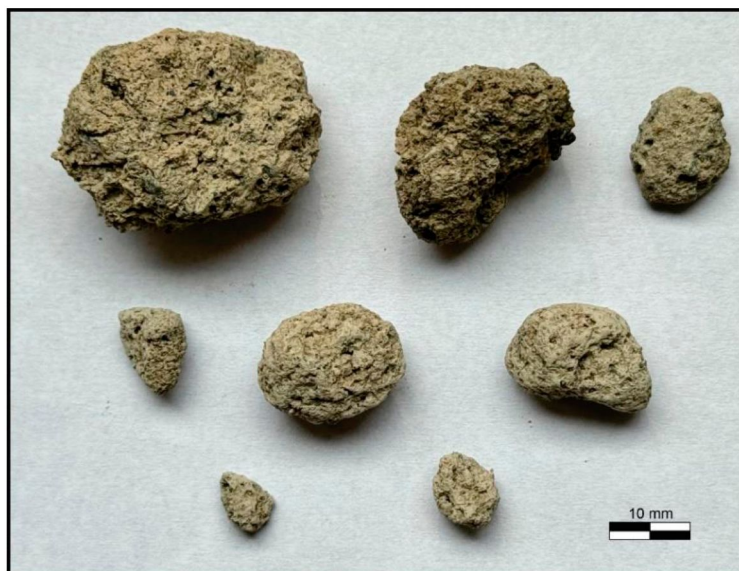


Figura 44. Agregados de partículas presentes en la muestra CLA1 con presencia de carbonato dispuesto de manera pulverulenta y conformando una cementación leve

Crestas eólicas

Se extrajeron dos muestras representativas de las crestas eólicas reconocidas en la margen occidental del bajo. La primera ubicada al sur posee 632 gramos y se denomina CES. Mediante el análisis en seco se determinó que la muestra cuenta con muy buena selección, donde las partículas menores a 0,25 milímetros representan casi el 75 % de la muestra total con una distribución unimodal y asimetría negativa (Figs. 21-22, Anexo II). La muestra ubicada 5 kilómetros en línea recta al norte de la muestra anterior posee 1125 gramos y fue denominada CEN. Esta muestra presenta muy buena selección donde las partículas menores a 0,125 milímetros representan casi el 100 % de la muestra total. La

frecuencia acumulada refleja una distribución unimodal con asimetría negativa y a diferencia de la muestra anterior, en este caso existe una ausencia de partículas de tamaño limo y arcilla (Figs. 23-24, Anexo II).

Mediante el análisis granulométrico en húmedo, la muestra denominada CES no presenta variaciones significativas, la distribución continúa siendo unimodal con una asimetría negativa. Sin embargo, se observa un incremento en el pasante del tamiz N° 230, aumentando de 9,2 % en el análisis en seco a 23,6 % sobre la muestra total en el análisis en húmedo (Figs. 25-26, Anexo II). En la muestra CEN tampoco se reconocen variaciones significativas entre ambos análisis, la distribución continúa siendo unimodal con asimetría negativa y los porcentajes de las modas varían en menos de 3 % para los tamices N° 60 y 120 (Figs. 27-28, Anexo II).

Las tendencias en el gráfico de porcentaje acumulado no presentan grandes cambios, en correlación con la escasez de agregados de partículas visibles a ojo desnudo (Fig. 45).

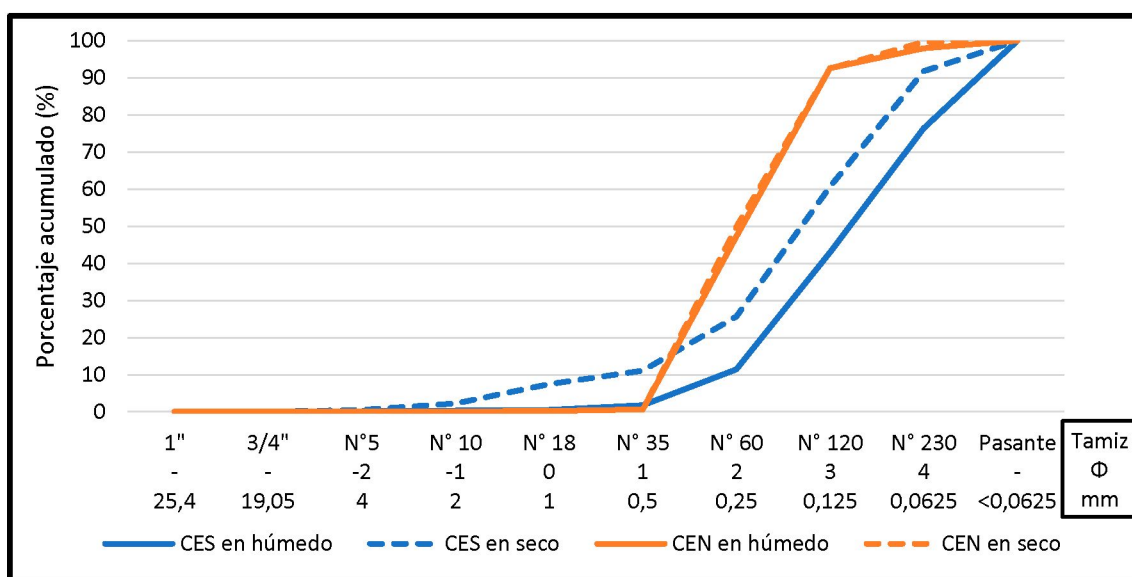


Figura 45. Gráfico con la representación de los porcentajes acumulados para las muestras CES y CEN, tanto para el análisis granulométrico en seco como en húmedo.

Megaóndulas

En las megaóndulas se extrajeron dos muestras, donde la primera, denominada M1 posee 1344 gramos y corresponde a la superficie de la megaóndula hasta una profundidad de 5 centímetros. Mediante el análisis en seco, se observa que las partículas mayores a 4 milímetros representan casi el 65 % de la muestra total. El gráfico presenta una distribución unimodal con asimetría positiva y moda en el tamiz N° 5 (Figs. 29-30, Anexo II). La segunda muestra (M2) posee 588 gramos y se extrajo entre los 5 y 10

centímetros de profundidad y presenta un predominio de las partículas mayores a 0,25 milímetros representando más del 65 % de la muestra total. A diferencia con la M1, en el gráfico se observa una distribución unimodal con asimetría negativa y moda en el tamiz N° 60 (Figs. 31-32, Anexo II).

En el análisis en húmedo, la muestra M1 no presenta cambios significativos, la distribución continúa siendo unimodal con asimetría positiva y solo se reconoce un leve aumento del pasante N° 230 superando el 10 % de la muestra total (Figs. 33-34, Anexo I). En la muestra M2 se observa un incremento del pasante del tamiz N° 230, aumentando de 1,36 % en el análisis en seco a casi el 63 % en el húmedo. Este cambio no condiciona la distribución, la cual continúa siendo unimodal con asimetría negativa (Figs. 35-36, Anexo II).

Se observa una marcada diferencia entre las curvas de porcentaje acumulado de la muestra M2 para el análisis textural en seco y en húmedo. Esto responde a que partículas de tamaño menor al tamiz N° 230 conformaban agregados de mayor tamaño. Al igual que en los casos antes descriptos, estos agregados presentaban una fuerte reacción a la solución de ácido clorhídrico (HCl) (Fig. 46).

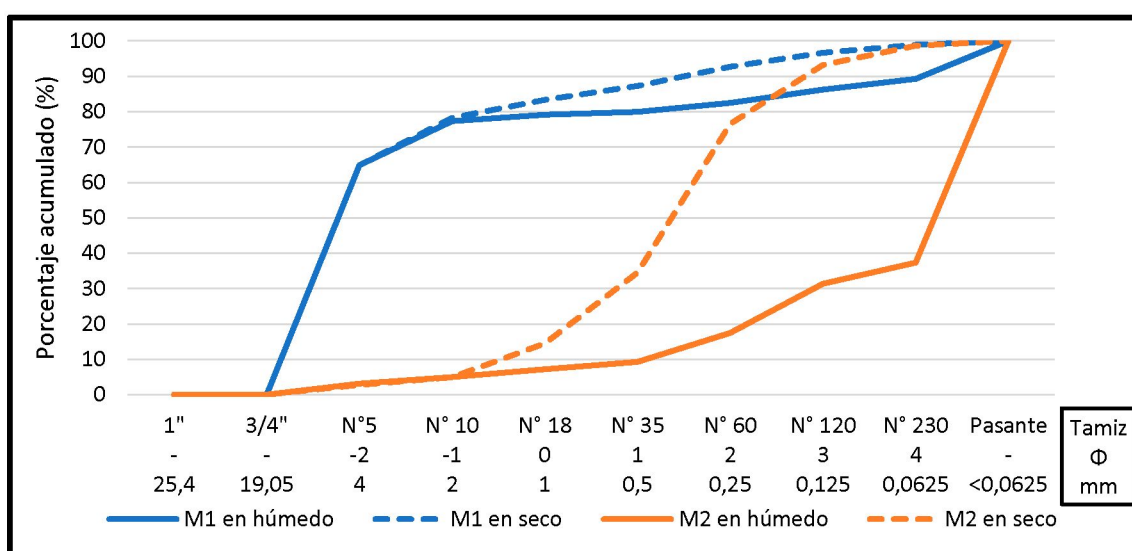


Figura 46. Gráfico con la representación de los porcentajes acumulados para las muestras M1 y M2, tanto para el análisis granulométrico en seco como en húmedo.

Cuñas de hielo fósil y estratos adyacentes

El muestreo se realizó en dos cuñas de hielo fósil, la primera (CN) ubicada sobre un bloque deslizado y posee 1169 gramos. Mediante el análisis en seco se determinó que la moda pertenece a partículas de tamaños menores que conforman agregados. Sin embargo, la distribución es bimodal con una asimetría positiva (Figs. 37-38, Anexo II).

La segunda muestra (CS) posee 1714 gramos y se extrajo a 5 kilómetros al sur en línea recta de la CN. En este caso, la moda se ubica en el tamiz N° 60 (0,25 milímetros) con más del 50 % de la muestra total. La distribución es unimodal con una asimetría negativa (Figs. 39-40, Anexo II). Sobre ambas estructuras en cuña se identificaron estratos de aspecto limoso donde se extrajeron dos muestras y se analizaron texturalmente. La primera fue denominada ESCN y posee 515 gramos. La porción retenida por el tamiz N° 5 (4 milímetros) es superior al 44 % de la muestra total. La distribución es unimodal con asimetría negativa (Figs. 41-42, Anexo II). La segunda fue denominada ESCS y posee 554 gramos donde la fracción retenida en el tamiz N° 18 (1 milímetro) corresponde casi al 75 % de la muestra total. La distribución es unimodal con asimetría positiva (Figs. 43-44, Anexo II).

En el análisis granulométrico en húmedo, la muestra CN expone un cambio total, modificando su asimetría positiva para el análisis en seco a una asimetría negativa en el húmedo. En el análisis en seco las partículas que fueron retenidas en los tamices de 1", 3/4" y N° 5 correspondían a agregados que fueron desarmados por la acción del agua. El pasante del tamiz N° 230 se incrementó casi un 35 % entre el análisis en seco y el húmedo (Figs. 45-46, Anexo II). La muestra CS, no presenta variaciones significativas en su distribución y asimetría, pero si denota un aumento en el pasante del tamiz N° 230, variando de un 0,7 % en el análisis en seco a un 11,5 % de la muestra total en húmedo (Figs. 47-48, Anexo II).

Las muestras ESCN y ESCS reflejan un comportamiento similar, las distribuciones son unimodales pero la asimetría cambia de positiva a negativa entre el análisis en seco y el húmedo. En ambas muestras se observa una disminución en la porción de muestra retenida en los tamices N° 5 y 10. Además, se reconoce un aumento en el pasante del tamiz N° 230 de más del 57 % en la ESCN y un 54 % para la ESCS (Figs. 49-50-51-52, Anexo II).

En el gráfico de porcentaje acumulado, se observa un aumento en el pasante del tamiz N° 230 de las curvas correspondientes a los análisis en húmedo. Esto se debe a la desintegración de los agregados que eran conformados por partículas de menor tamaño (Fig. 47).

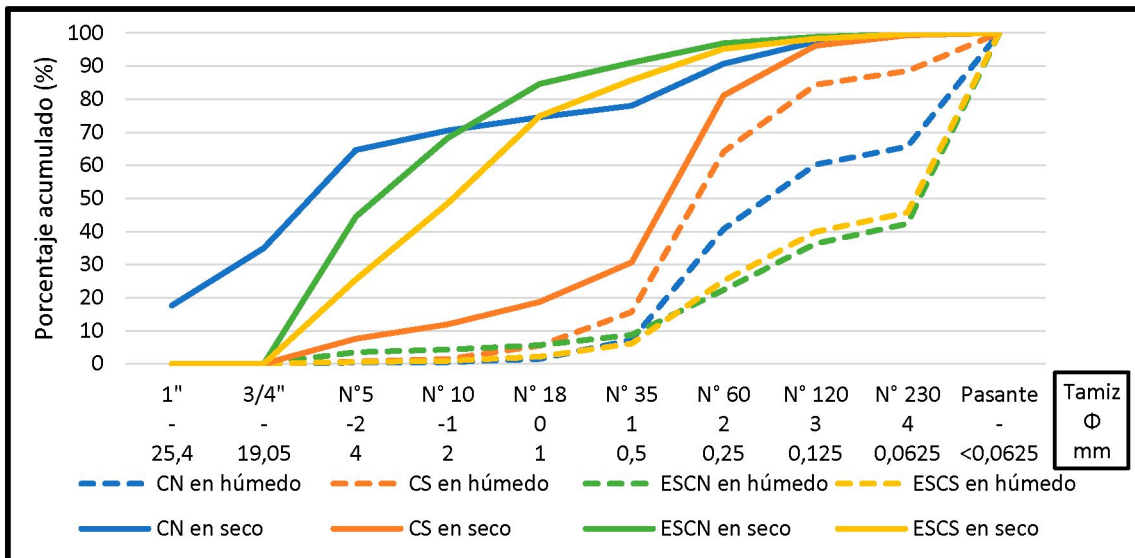


Figura 47. Gráfico con la representación de los porcentajes acumulados para las muestras CN, CS, ESCN y ESCS, tanto para el análisis granulométrico en seco como en húmedo.

6.2.2 Análisis granulométrico con sedígrafo laser

El *software* del sedígrafo laser *Mastersizer 2000E* brinda un gráfico de ejes cartesianos con la distribución porcentual del tamaño de partícula. Para una mejor visualización de los resultados se representan en gráficos de barras para cada una de las muestras procesadas (Figs. 48-49).

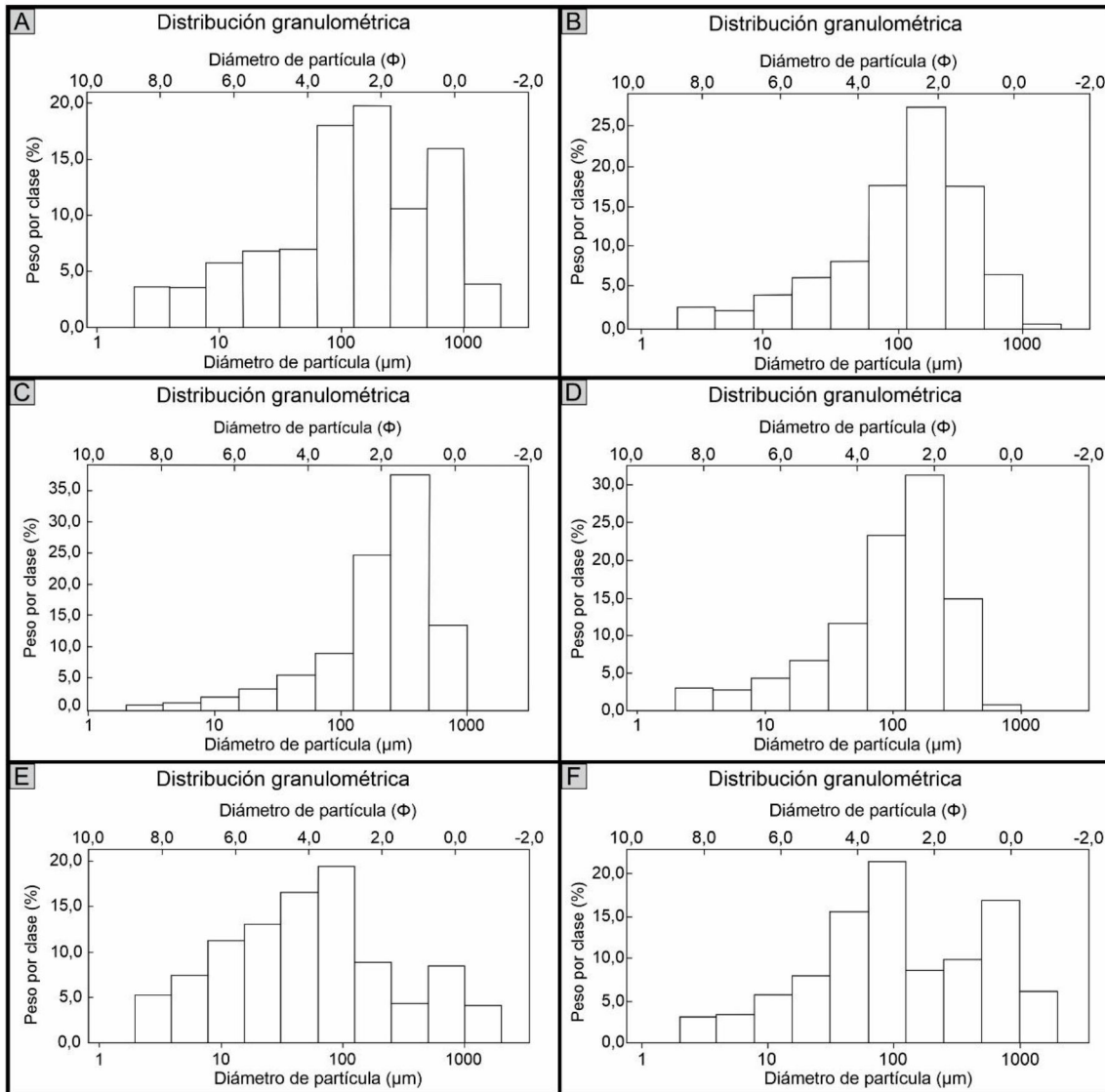


Figura 48. Gráficos de barras correspondientes a los resultados de los análisis texturales en los diferentes elementos geomorfológicos. A) CEN. B) CES. C) M2. D) M1. E) ESCS. F) CS.

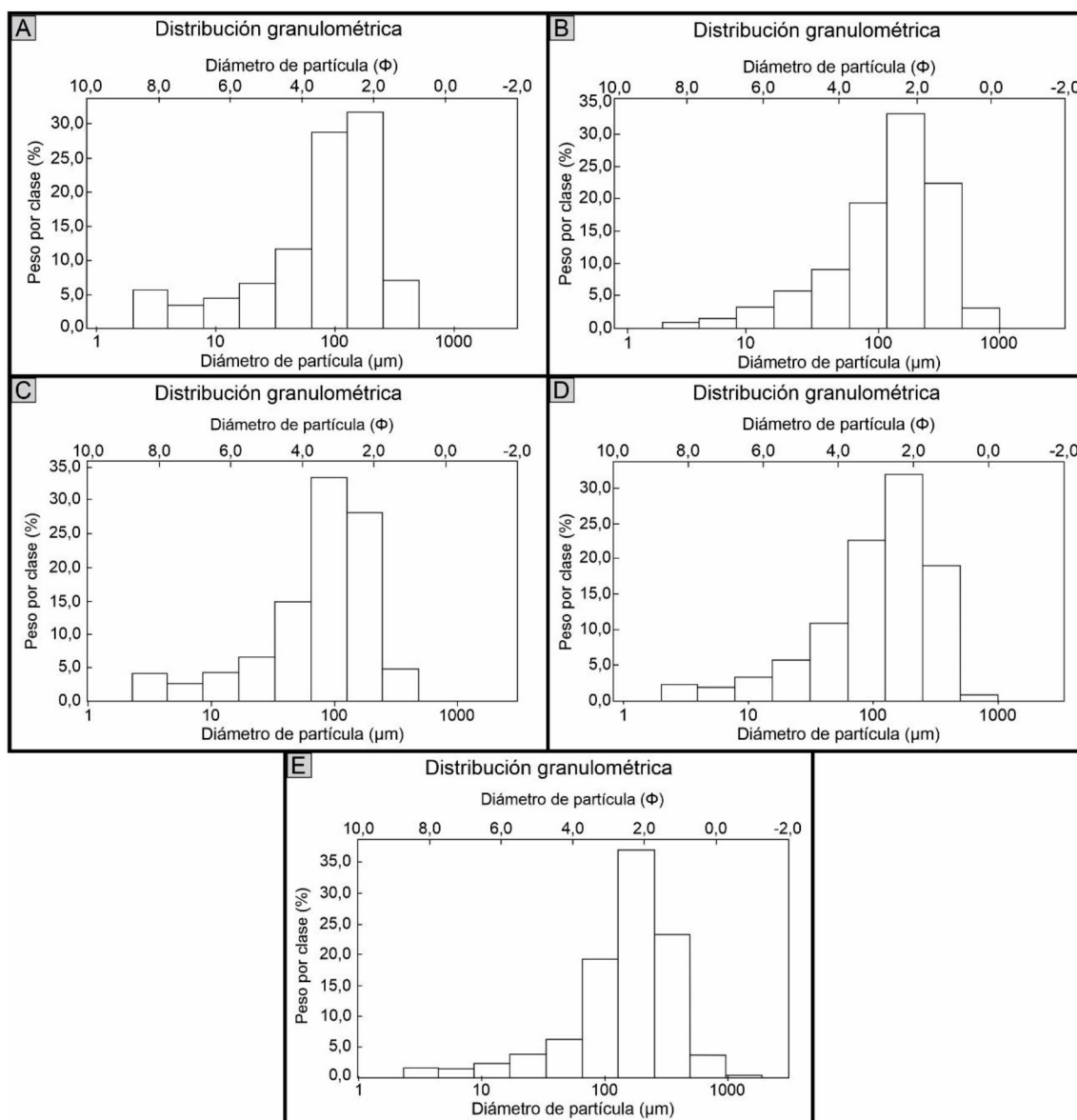


Figura 49. Gráficos de barras correspondientes a los análisis texturales de sedimentos en las diferentes unidades geomorfológicas muestreadas. A) CLA2. B) CLA1. C) CLM1. D) CLM2. E) CLM3.

Mediante el análisis de los valores obtenidos se clasificó las 11 muestras procesadas según Folk y Ward (1957) (Tabla 14), identificándose que las muestras extraídas de los cordones lagunares no presentan cambios significativos entre sí, caracterizándose una pobre selección, asimetría negativa o muy negativa y la distribución unimodal exceptuando la muestra CLA2 que presentó distribución bimodal. Con respecto a la moda de las muestras CLA1 y CLA2 muestran una tendencia granocreciente en la vertical. Las dos muestras correspondientes a la megaóndula presentan iguales características entre sí a excepción de la media, la cual pasa de arena muy fina en la muestra M1 (muestreo de 0 a 5 centímetros de profundidad) a fina en la M2 (muestreo de 5 a 10 centímetros de profundidad), mostrando una tendencia granodecreciente en la

vertical. Entre las muestras correspondientes a crestas eólicas se identificaron diferencias, donde la identificada como CEN es muy pobremente seleccionada y con distribución trimodal a diferencia de la CES que es pobremente seleccionada y distribución unimodal. Con respecto a las muestras CS y ESCS se reconoce que la media de esta última corresponde a limo muy grueso a diferencia de la CS que presenta una media en arena muy fina, demostrando una tendencia granodecreciente en la vertical.

Muestra	Geoforma	Media	Selección	Distribución	Asimetría	Agudeza
CEN	Cresta eólica norte	Arena muy fina	Muy pobremente seleccionada	Trimodal	Negativa	Mesocúrtica
CES	Cresta eólica sur	Arena muy fina	Pobremente seleccionada	Unimodal	Negativa	Leptocúrtica
M1	Megaóndula	Arena muy fina	Pobremente seleccionada	Unimodal	Negativa	Leptocúrtica
M2	Megaóndula	Arena fina	Pobremente seleccionada	Unimodal	Muy negativa	Leptocúrtica
ESCS	Estrato sobre estructura en cuña sur	Limo muy grueso	Muy pobremente seleccionada	Bimodal	Simétrica	Mesocúrtica
CS	Estructura en cuña sur	Arena muy fina	Muy pobremente seleccionada	Bimodal	Simétrica	Platicúrtica
CLA1	Cordón lagunar antiguo	Arena fina	Pobremente seleccionada	Unimodal	Muy negativa	Leptocúrtica
CLA2	Cordón lagunar antiguo	Arena muy fina	Pobremente seleccionada	Bimodal	Muy negativa	Leptocúrtica
CLM1	Cordón lagunar moderno	Arena muy fina	Pobremente seleccionada	Unimodal	Muy negativa	Leptocúrtica
CLM2	Cordón lagunar moderno	Arena muy fina	Pobremente seleccionada	Unimodal	Negativa	Leptocúrtica
CLM3	Cordón lagunar moderno	Arena fina	Pobremente seleccionada	Unimodal	Negativa	Leptocúrtica

Tabla 14. Clasificación de las 11 muestras analizadas según Folk y Ward (1957).

6.3 Valores pluviométricos en la estancia Buena Vista

En la estancia Buena Vista, ubicada en la margen oeste del bajo Slápeliz, se encuentra un pluviómetro administrado por sus propietarios. Los registros abarcan desde el año 1961 hasta el 2022 (Tabla 15), con un promedio de precipitación anual de 167,7

milímetros, siendo los meses invernales los más lluviosos (Fig. 50). Durante el año 1987 precipitaron 305 milímetros representando el mayor valor histórico registrado. Por el contrario, el año con menos precipitaciones fue 1996 con 76,2 milímetros. A pesar de que los valores de precipitación anual se mantienen entorno a la media histórica, desde 1997 existe una tendencia a la concentración de las precipitaciones en eventos puntuales debido a precipitaciones que se alejan de la media; identificándose una tendencia ascendente desde 19,86 milímetros a 39,68 milímetros diarios para los valores de precipitación diaria más importantes de cada año (Fig. 51). Esta marcada tendencia ascendente no se refleja si se considera la segunda precipitación diaria más importante, presentando una leve tendencia en alza de 19,02 a 19,29 milímetros diarios (Fig. 52).

Año	Pcpt. (mm)	Año	Pcpt. (mm)	Año	Pcpt. (mm)	Año	Pcpt. (mm)	Año	Pcpt. (mm)
1961	152	1974	130	1987	305	2000	174,8	2013	191
1962	126	1975	129,5	1988	95	2001	138,8	2014	116,5
1963	290	1976	272	1989	168,5	2002	180,1	2015	168,5
1964	108	1977	259	1990	129,6	2003	281,6	2016	135
1965	244,5	1978	215	1991	153,7	2004	192,9	2017	237,7
1966	168	1979	273,5	1992	200,4	2005	194,3	2018	122,5
1967	213	1980	180	1993	97,4	2006	196,6	2019	133,6
1968	117,5	1981	204	1994	170,2	2007	111,8	2020	122,5
1969	110	1982	203	1995	155,4	2008	129,9	2021	85
1970	105	1983	86,5	1996	76,2	2009	109,6	2022	126,5
1971	170,5	1984	185,5	1997	194,7	2010	122,8	2023	-----
1972	261	1985	215,5	1998	129,8	2011	171,7		
1973	241,5	1986	147,5	1999	445,8	2012	155,5		

Tabla 15. Precipitación anual en milímetros medida con un pluviómetro en la estancia Buena Vista, ubicada en la margen oeste del bajo Slápeliz.

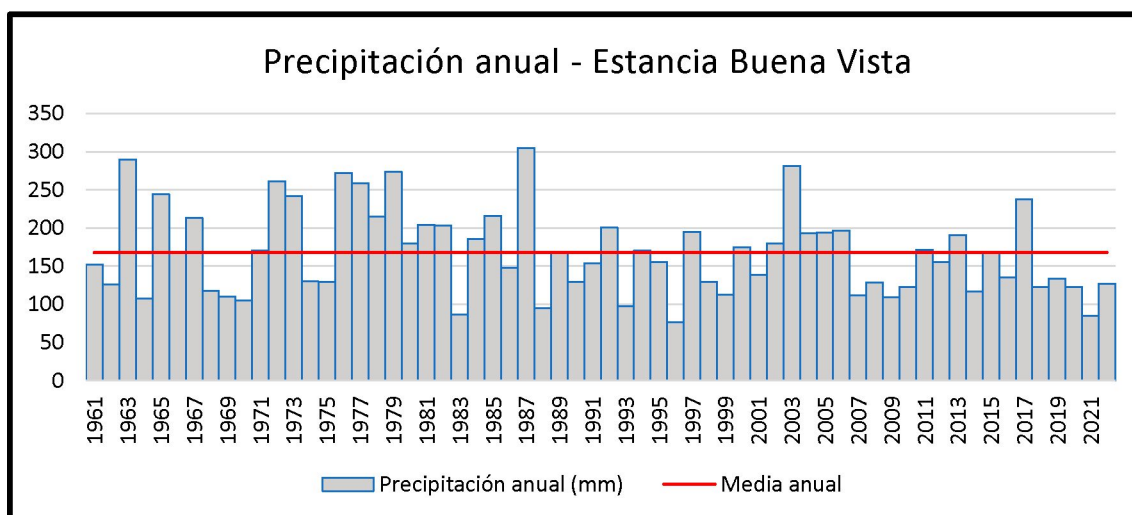


Figura 50. Precipitación anual desde 1961 a 2022 en el pluviómetro de la estancia Buena Vista (bajo Slápeliz). La línea roja corresponde a la precipitación media anual de 167,7 mm.

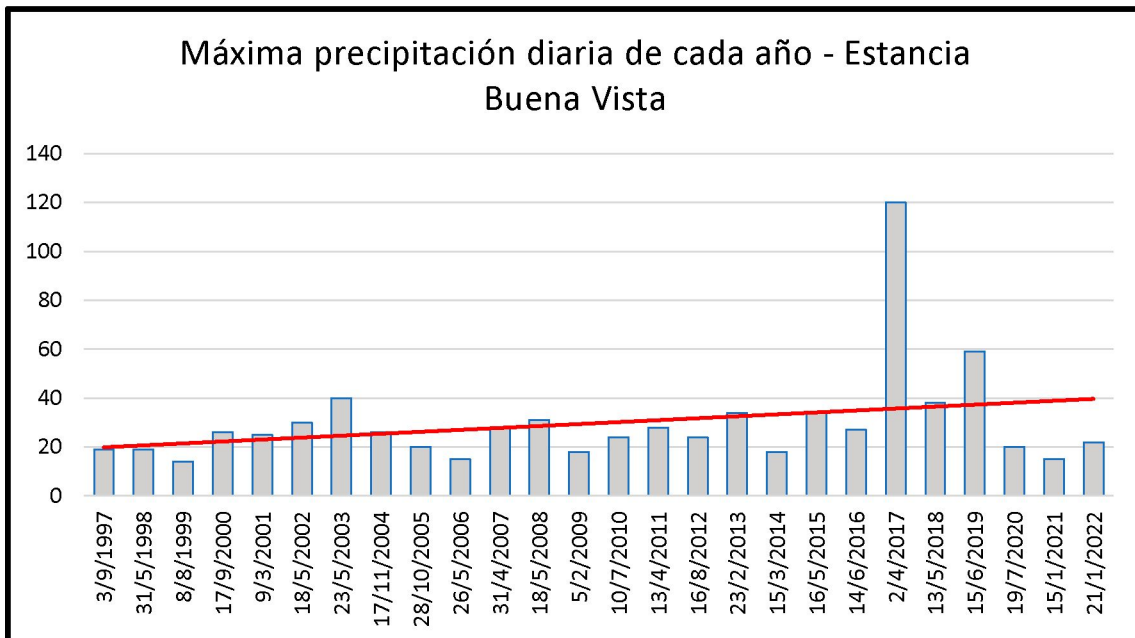


Figura 51. Representación gráfica de la máxima precipitación diaria de cada año desde el año 1997 al 2022 medida en el pluviómetro de la estancia Buena Vista (bajo Slápeliz). La línea roja de tendencia con pendiente positiva demuestra que las lluvias son cada vez más concentradas.

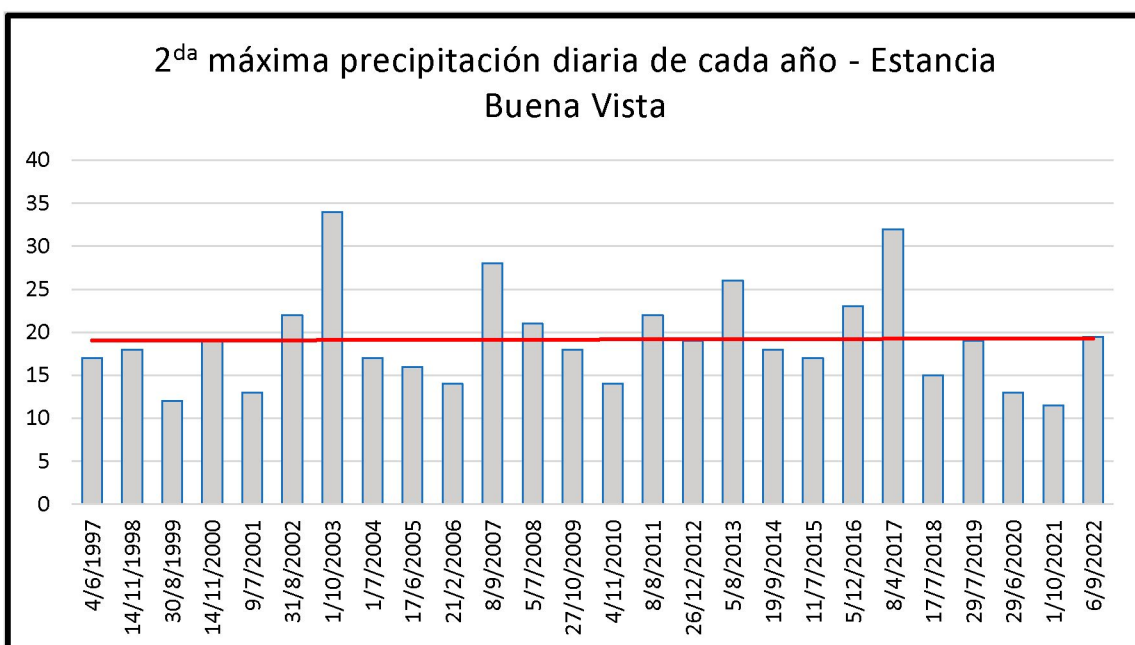


Figura 52. Representación gráfica de la 2^{da} máxima precipitación diaria de cada año desde el año 1997 al 2022 medida en el pluviómetro de la estancia Buena Vista (bajo Slápeliz). La línea roja de tendencia con una leve pendiente en alza de 19,02 a 19,29 milímetros diarios.

6.4 Morfometría fluvial

El análisis morfométrico del bajo Slápeliz se realizó a partir de la identificación y caracterización de seis subcuencas hídricas que comparten el mismo nivel de base,

ubicado en la parte más baja de la depresión, en la cual se encuentra una laguna de carácter efímero que se ubica a 392 m s.n.m. (Fig. 53).

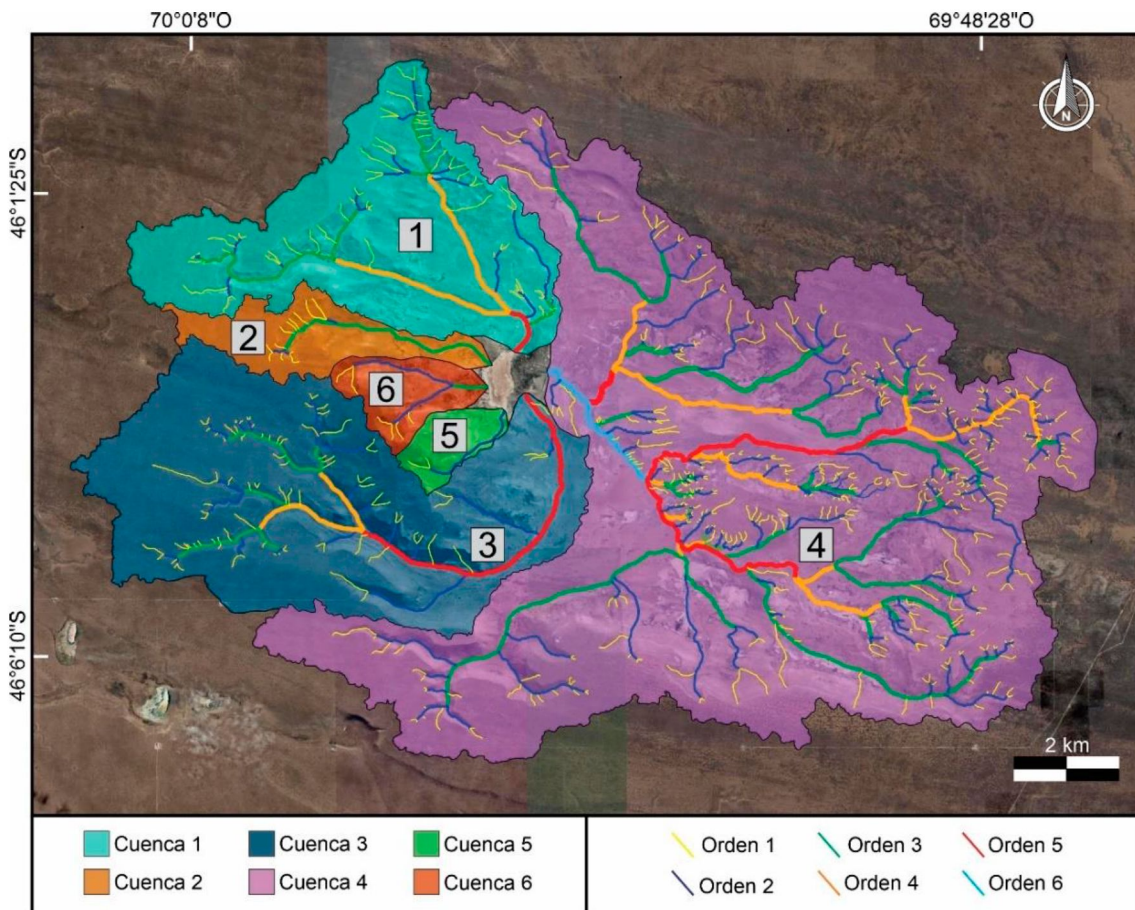


Figura 53. Imagen satelital de *Google Earth Pro* del bajo Slápeliz indicando las seis subcuencas hidricas y los distintos órdenes de los cauces.

En cada subcuenca se determinaron los siguientes parámetros:

- Parámetros morfométricos
 - o Área de la cuenca (A)
 - o Perímetro de la cuenca (P)
 - o Longitud de la cuenca
 - o Ancho de la cuenca
 - o Factor de forma de Horton
 - o Coeficiente de compacidad
 - o Relación de circularidad
 - o Relación de elongación
- Parámetros de relieve
 - o Pendiente media de la cuenca
 - o Elevación media

- Parámetros relativos al drenaje
 - o Densidad de drenaje
 - o Relación de bifurcación
 - o Coeficiente de torrencialidad
 - o Tiempo de concentración

En las tablas 16 y 17 se sintetizan los valores de los parámetros obtenidos para las seis subcuencas del bajo Slápeliz:

	Orden	Nº	Rb	Long. (km)	Long. media (km)	Long. media acum.	RI
Subcuena 1	1	75	4,17	20,787	0,277	0,277	-----
	2	18	3,60	8,752	0,486	0,763	2,75430157
	3	5	2,50	7,713	1,543	2,306	3,02074394
	4	2	2,00	6,779	3,390	5,695	2,46987256
	5	1	-----	1,064	1,064	6,759	1,18681473
				$\Sigma = 45,095$			
Subcuena 2	1	12	4,00	3,362	0,280	0,280	-----
	2	3	3,00	0,57	0,190	0,470	1,67816776
	3	1	-----	4,648	4,648	5,118	10,8858561
				$\Sigma = 8,58$			
Subcuena 3	1	90	4,09	21,899	0,243	0,243	-----
	2	22	4,40	12,563	0,571	0,814	3,3468693
	3	5	2,50	6,06	1,212	2,026	2,48827125
	4	2	2,00	3,737	1,869	3,895	1,92209327
	5	1	-----	6,979	6,979	10,874	2,79184521
				$\Sigma = 51,238$			
Subcuena 4	1	492	3,73	93,016	0,189	0,189	-----
	2	132	4,13	65,153	0,494	0,683	3,61076589
	3	32	2,91	47,026	1,470	2,152	3,15276277
	4	11	3,67	16,826	1,530	3,682	1,71073061
	5	3	3	11,034	3,678	7,360	1,99895729
	6	1	-----	3,145	3,145	10,505	1,42731912
				$\Sigma = 236,2$			
Subcuena 5	1	2	2,00	0,688	0,344	0,344	-----
	2	1	-----	2,139	2,139	2,483	7,21802326
				$\Sigma = 2,827$			
Subcuena 6	1	6	3,00	2,399	0,400	0,400	-----
	2	2	2,00	3,484	1,742	2,142	5,35681534
	3	1	-----	0,685	0,685	2,827	1,31981947
				$\Sigma = 6,568$			

Tabla 16. Parámetros morfométricos de las subcuencas del bajo Slápeliz. Nº: número de cauces, Rb: relación de bifurcación, Long.: longitud, Long. media: longitud media, Long. media acum.: longitud media acumulada; RI: relación de longitud.

Subcuenca		1	2	3	4	5	6
Parámetros morfométricos	Área de la cuenca (Km²)	22,5	5,315	32,96	94,51	1,912	3,154
	Perímetro de la cuenca (Km)	37,54	21,71	43,6	94,04	7,175	8,915
	Longitud de la cuenca (Km)	7,669	6,364	9,94	11,15	2,292	2,986
	Ancho de la cuenca (Km)	2,934	0,835	3,316	8,475	0,834	1,056
	Factor de forma (Kf)	0,382	0,131	0,334	0,76	0,364	0,334
	Coefficiente de compacidad (CC)	2,216	2,637	2,125	2,709	1,453	1,406
	Relación de circularidad (Cci)	0,2	0,142	0,218	0,134	0,467	0,499
	Relación de elongación (Re)	5,033	0,556	0,93	3,49	0,73	2,927
Parámetros de relieve	Pendiente media de la cuenca (°)	5,73°	4,67°	4,53°	4,19°	10,3°	9,91°
	Elevación media	543,5	566,8	565,3	517,4	540,9	541,7
Parámetros relativos al drenaje	Densidad de drenaje (DD)	2,004	1,614	1,555	2,5	1,478	2,083
	Coefficiente de torrencialidad	3,333	2,258	2,731	5,206	1,046	1,902
	Tiempo de concentración	1,103	0,85	1,758	2,396	0,47	0,437

Tabla 17. Parámetros morfométricos, de relieve y drenaje de las seis subcuencas reconocidas en el bajo Slápeliz.

Con los órdenes, número de cauces y longitud media acumulada se representan en gráficos cartesianos vinculados a la primera y segunda Ley de Horton (Figs. 54-55). Cabe destacar que la primera Ley de Horton expresa que el número de cauces de orden sucesivamente inferior de una cuenca tiende a formar una progresión geométrica que comienza en el único segmento de mayor orden y crece según la relación de bifurcación. Por otro lado, la segunda Ley de Horton expresa que la longitud media acumulada de cauces de órdenes sucesivos de una cuenca, tiende a formar una progresión geométrica que comienza con la longitud media de los segmentos de primer orden y crece según la relación de longitud. De esto se desprende que las cuencas analizadas se ajustan a ambas leyes, aunque presentan tendencias particulares. En relación con la primera Ley de Horton, las curvas de las subcuencas 2, 4 y 5 presentan una tendencia lineal casi perfecta,

lo que indica que cada orden superior tiene la misma cantidad de ramificaciones que el orden inferior multiplicado por la misma razón de bifurcación. Esto sugiere subcuencas con redes de drenaje uniformes y regulares. Por otra parte, las subcuencas 1, 3 y 6 muestran curvas levemente convexas lo que indica una mayor complejidad y heterogeneidad dentro de la subcuenca. Respecto a la segunda Ley de Horton, las curvas de las subcuencas 3, 4 y 5 presentan una tendencia lineal, lo que sugiere uniformidad en la distribución de la longitud de los cauces y equilibrio en la dinámica hidrológica. Las subcuencas 1 y 6 presentan curvas con tendencia lineal en los cauces de menor orden y levemente cóncava hacia los cauces de mayor orden. A su vez, la subcuenca 2 presenta una curva convexa. En ambos casos, en mayor y menor medida, esto implica una heterogeneidad en el comportamiento de la subcuenca vinculados posiblemente a un control litológico y a erosión diferencial, que generan alteraciones en la dinámica hidrogeológica de las subcuencas. A pesar de considerar algunas características generales, el entendimiento y los factores que pueden estar vinculados a la disposición cóncava-convexa de algunas de las curvas (ej. permeabilidad, infiltración, densidad vegetal, etc.) exceden los alcances del presente trabajo.

La subcuenca 5 no sólo es la que ocupa menor área, sino que también es la única que no tiene cauces con número de orden mayor a 2. Las subcuencas 2 y 6 presentan cauces de hasta tercer orden. La subcuenca 4 es la más grande con casi el 62 % del área total del bajo Slápeliz y es la única que cuenta con un cauce de número de orden 6.

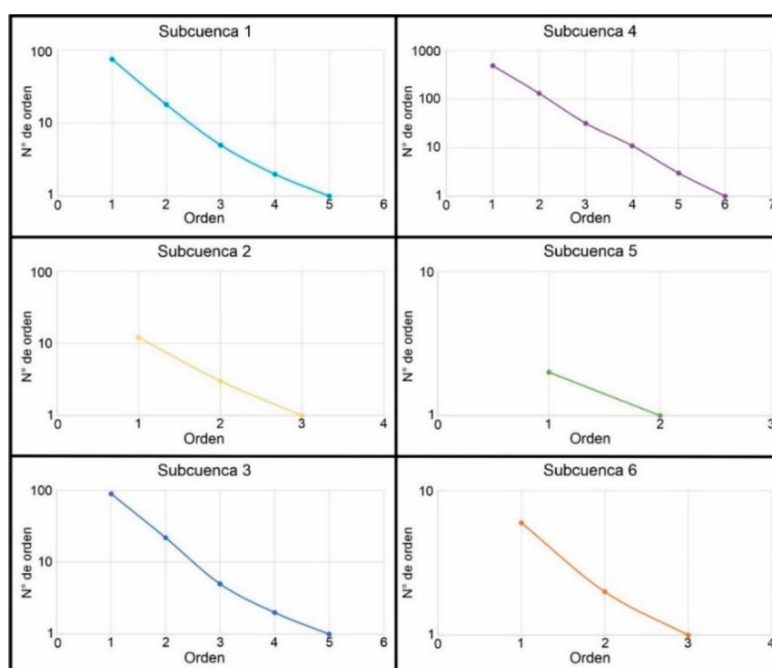


Figura 54. Representación gráfica de la 1ª Ley de Horton para las seis subcuencas identificadas en el bajo Slápeliz. El eje Y se encuentra en escala logarítmica.

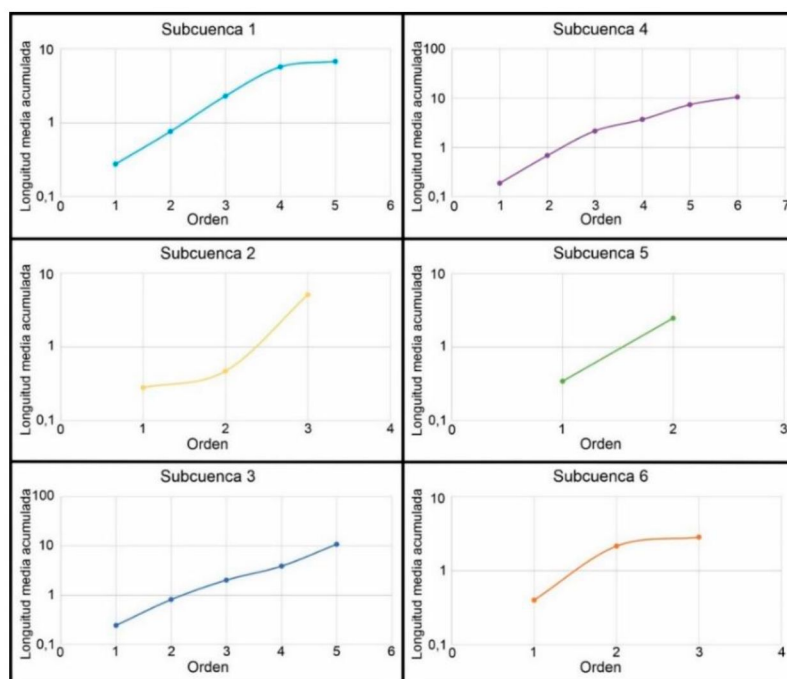


Figura 55. Representación gráfica de la 2^{da} Ley de Horton para las seis subcuencas identificadas en el bajo Slápeliz. El eje Y se encuentra en escala logarítmica.

6.4 Curvas hipsométricas

El análisis hipsométrico se utilizó como método cuantitativo para clasificar y comparar las subcuencas endorreicas del bajo Slápeliz, para el cual se construyeron las curvas hipsométricas (Fig. 56) e hipsométricas normalizadas (Fig. 57). Luego se calcularon los valores de las integrales hipsométricas para cada subcuenca, los cuales representan el área que se encuentra por debajo de cada una de las curvas hipsométricas (Tabla 18).

Subcuenca 1	0,525
Subcuenca 2	0,565
Subcuenca 3	0,597
Subcuenca 4	0,628
Subcuenca 5	0,503
Subcuenca 6	0,519

Tabla 18. Valores de las integrales hipsométricas calculados para cada una de las subcuencas del bajo Slápeliz.

Los parámetros hipsométricos entre las distintas cuencas del sistema endorreico del bajo Slápeliz no son uniformes. El análisis comparado de estos valores muestra que las subcuencas 4, 3 y en menor medida las 2, 1 y 6 presentan una mayor influencia del proceso de alzamiento sobre los procesos erosivos. Las demás curvas *a priori*, indican que la relación entre los procesos erosivos y de levantamiento están con un mayor grado

de equilibrio. Esto implica un comportamiento dispar entre las diferentes subcuencas definidas dentro del bajo Slápeliz.

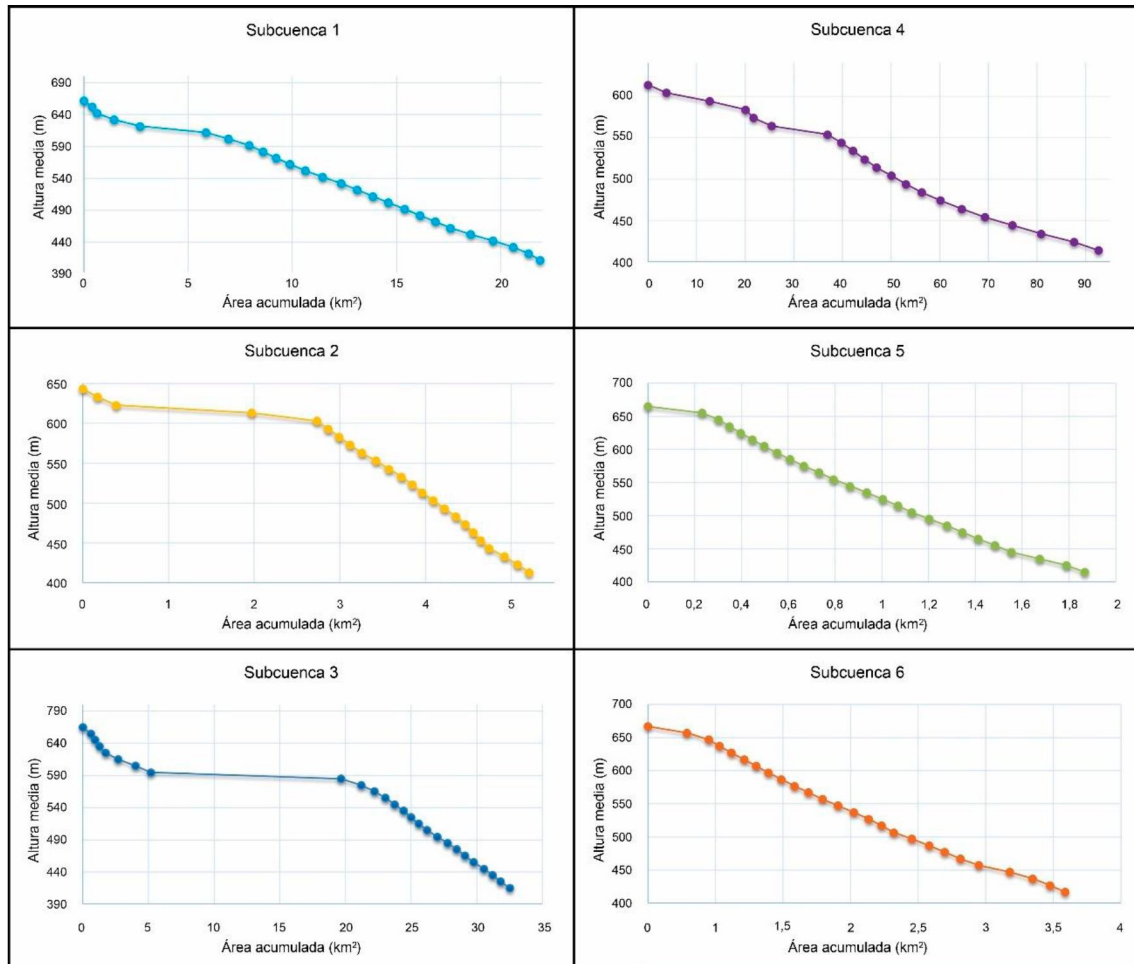


Figura 56. Curvas hipsométricas correspondiente a cada una de las seis subcuencas identificadas dentro del bajo Slápeliz.

Por otro lado, la forma sinusoidal de las curvas hipsométricas de la subcuenca 3, y en menor medida con las subcuencas 1, 2 y 4, sustentan un comportamiento variable en el espacio relativamente uniforme sugiriendo un equilibrio en términos de área acumulada y las diferentes alturas. Cabe destacar que estas cuatro subcuencas son las más grandes, sugiriendo una compleja evolución temporal de los sistemas de drenaje, por ejemplo, expansión por captura de cuencas con distinto estadio evolutivo. Las curvas 5 y 6 presentan un patrón uniforme con pendiente constante en toda su extensión que indicaría un estado evolucionado de sistema con una distribución uniforme del efecto erosivo.

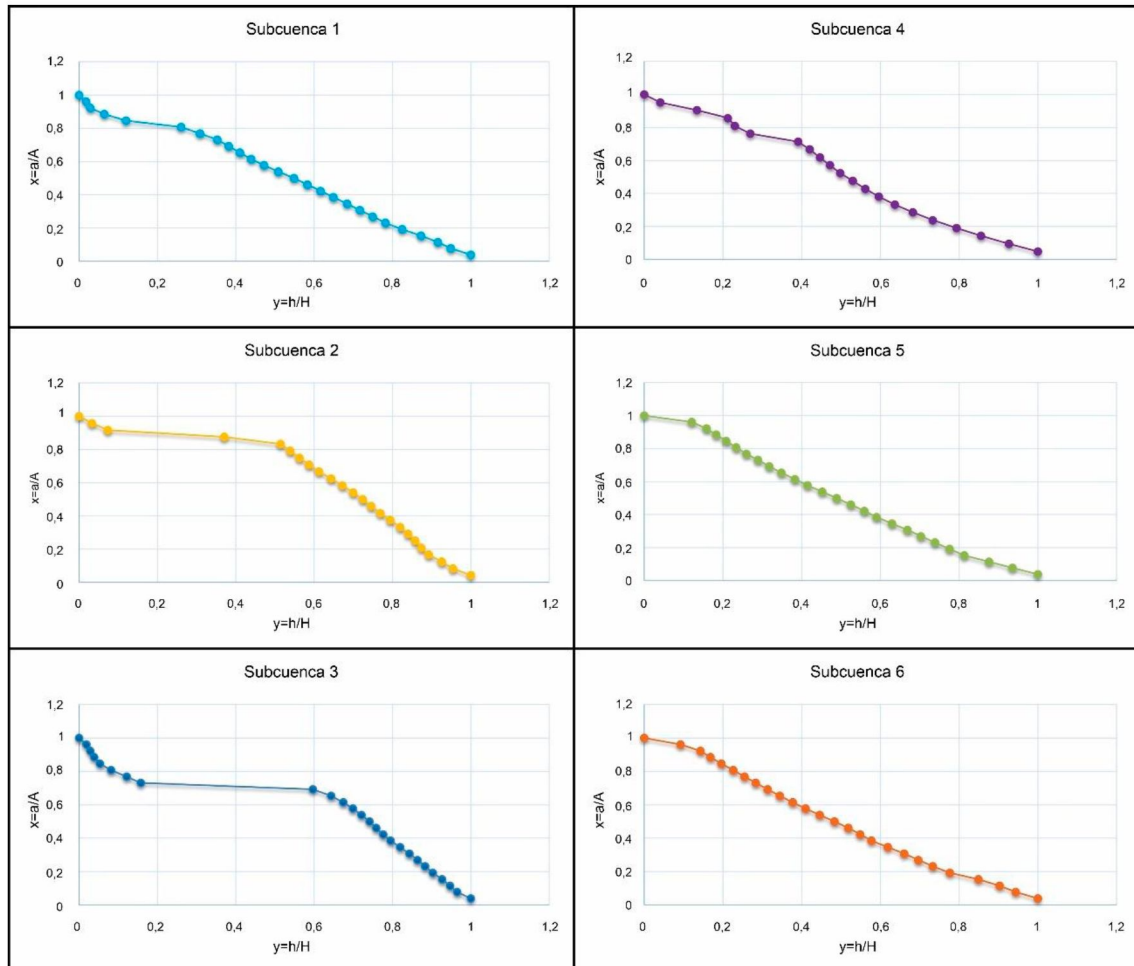


Figura 57. Curvas hipsométricas normalizadas correspondiente a cada una de las seis subcuencas identificadas dentro del bajo Slápeliz.

Capítulo 7 – Resultados. Deflación en el bajo Slápeliz

La deflación es un proceso causado por el accionar del viento, el cual provoca la erosión y transporte de partículas sueltas de un área a otra. Los tamaños de granos transportados suelen variar desde arcilla hasta arena dependiendo de la energía del viento. La remoción de grandes volúmenes de sedimentos suele tener un impacto significativo en el modelado del paisaje local, como así también de las áreas receptoras del sedimento (Simeoni, 2008; Martínez, 2011; Brock y Twidale, 2011; Goudie, 2012).

Por su ubicación y sedimentos disponibles, el bajo Slápeliz es un excelente ejemplo donde la deflación modeló y aún modela el paisaje. Siguiendo esta premisa, en este capítulo se calculan tasas de deflación ($\text{m}^3/\text{año}$) y tasas de profundización ($\text{mm}/\text{año}$) con la finalidad de compararlas con otros ejemplos a nivel mundial.

El proceso de inversión de relieve consiste en que los actuales bajos hidroeólicos eran antiguos altos topográficos que no fueron sepultados por los mantos de gravas vinculados a los ríos provenientes del derretimiento de los glaciares ubicados sobre la cordillera de los Andes, ni por las coladas basálticas, quedando expuestos a la deflación (Simeoni, 2008). Actualmente el bajo Slápeliz corresponde a una depresión en la que su punto topográfico más bajo se encuentra a 392 m s.n.m. y la terraza fluvial vinculada al inicio de su formación por inversión de relieve, ubicada en la margen norte, presenta una altura de 552 m s.n.m., evidenciando un desnivel de 160 metros entre ambas cotas. Esta terraza constituye el último registro sedimentario asociado al momento en que el bajo Slápeliz era un alto topográfico, bordeado por ríos entrelazados provenientes de la región andina. La ausencia de fechados en los depósitos de esta terraza impide conocer la edad precisa del inicio del proceso de formación del bajo, así como también dificulta conocer con exactitud la altura de ese antiguo relieve positivo. Por tal motivo, al momento de determinar de manera simplificada el volumen de sedimentos faltantes, se utilizó como referencia la cota de la terraza fluvial más baja situada en las márgenes del bajo.

Mediante un *software* de procesamiento de datos GIS se determinó que la depresión enrazada a dicha terraza fluvial tiene un volumen de $7,639 \text{ km}^3$, representando el volumen mínimo de sedimentos que ocupaban el lugar del bajo antiguamente (Fig. 58).

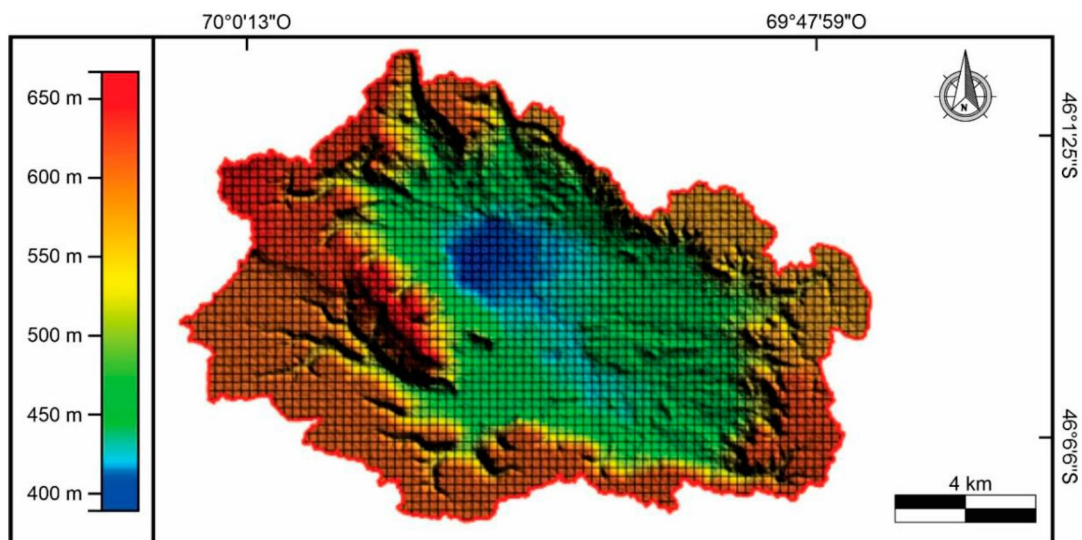


Figura 58. Modelo digital de elevación *ALOS PALSAR* utilizado para calcular el volumen del bajo Slápeliz.

En las laderas del bajo Slápeliz aflora la Formación Santa Cruz datada en ~ 14 Ma (Blisniuk *et al.* 2005), la cual actúa como sustrato sometido a erosión durante el desarrollo de la depresión. Esta relación temporal implica que la edad de dicha unidad no puede utilizarse como edad del bajo, pero constituye una referencia, por exceso, de su antigüedad. De este modo, la tasa de deflación es necesariamente mayor a $546 \text{ m}^3/\text{año}$. Utilizando la datación radiométrica obtenida por Bruni (2007) en el basalto cerro Grande de 2.87 ± 0.68 Ma, emplazado sobre uno de los niveles aterrazados del sistema fluvial del río Senguerr se obtiene una edad más coherente con el inicio de la formación del bajo Slápeliz, y con este valor se obtiene una tasa de deflación de $2662 \text{ m}^3/\text{año}$ y una tasa de profundización de $0,056 \text{ mm/año}$.

La génesis de los bajos no sólo depende de la deflación, sino también de las condiciones litológicas, estructurales y climáticas del lugar. Esta génesis multicausal se sintetiza en la relación entre las tasas de profundización obtenidas en el bajo Slápeliz y la superficie de la depresión, parámetro que permite compararlo con otros casos de estudio ubicadas en regiones áridas de distintos continentes (Tabla 19). La dispersión de los parámetros muestra una baja correlación, que respondería a las múltiples variables genéticas que actúan en la formación y profundización de estos bajos (Fig. 59). Sin embargo, la tasa de profundización calculada para el bajo Slápeliz se encuentra próxima a la línea de tendencia.

	Tasa de prof. (mm/año)	Superficie (km ²)
Salina del Fraile, Puna Argentina (McMillan y Schoenbohm, 2020)	0,06	34,5
	0,23	
Cuenca occidental de Qaidam, meseta tibetana (Kapp <i>et al.</i> 2011)	0,12	53
	1,1	
Cuenca de Hami, China (Pullen <i>et al.</i> 2018)	0,02	18000
	0,07	
Cuenca de Qaidam, China (Rorhmann <i>et al.</i> 2013)	0,125	53
Depresión del Ebro (Gutiérrez <i>et al.</i> 2013)	3	40000
Depresión de Qattara, Desierto Occidental, Egipto (Aref <i>et al.</i> 2002)	0,09	18000
Oasis de Kharga, Egipto (Goudie <i>et al.</i> 1999)	2	6000
<i>Bajo Slápeliz, Patagonia Argentina</i>	0,056	161,84

Tabla 19. Ejemplos mundiales de bajos con las tasas de profundización y su correspondiente área. Se incluyen los parámetros obtenidos del bajo Slápeliz.

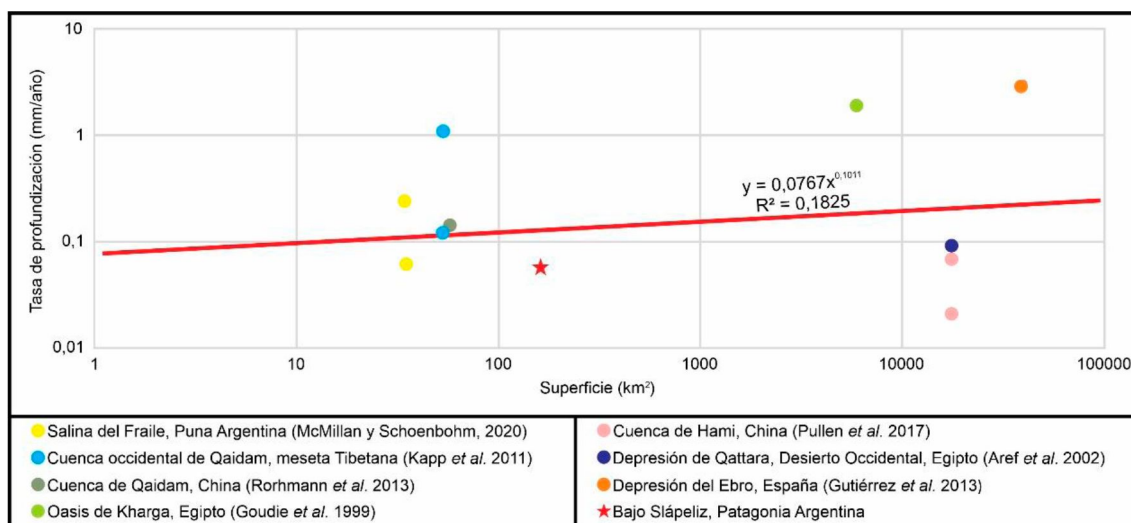


Figura 59. Gráfico de dispersión de superficie vs. tasa de profundización. Valores obtenidos de la tabla 18. Notar que ambos ejes se encuentran en escala logarítmica.

Si bien la erosión eólica y los procesos involucrados en el desarrollo y profundización del bajo habrían sido heterogéneos durante el Cuaternario, debido a la alternancia de períodos glaciales e interglaciales, los bajos de la zona de estudio presentan índices semejantes a pesar de las diferencias en sus dimensiones. A fin de testear esta hipótesis se relevaron 20 bajos en la zona de estudio, siendo los más grandes el bajo Slápeliz y el bajo Sierra Del Carril. Al sur de estos se estudiaron 18 bajos (enumerados del 1 al 18), los cuales se alinean en sentido NO-SE (Fig. 60; ver descripción en Cap. 5.3). Presentan áreas que varían desde 0,19 a 2,78 km² y profundidades de entre 12 y 47 metros (Tabla 20). Estos bajos están alineados, lo que podría sugerir un control

estructural, hipótesis que se evaluó a partir de antecedentes tectonoestratigráficos de subsuelo (ver Cap. 5.3).

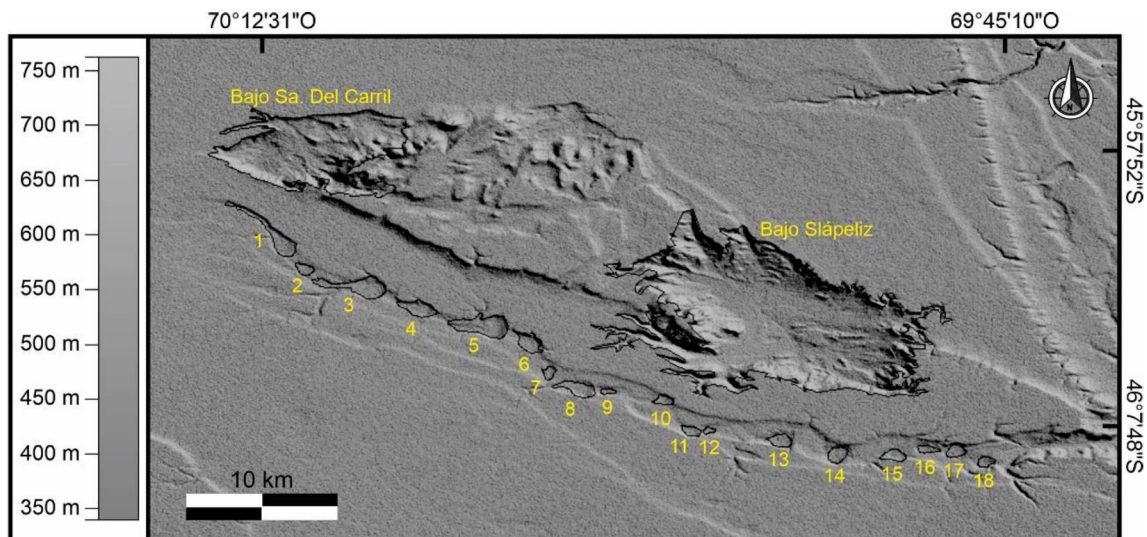


Figura 60. Modelo digital de elevación *ALOS PALSAR* donde se destacan el bajo Slápeliz, el bajo Sierra Del Carril y los 18 bajos alienados al sur.

Nombre	Superficie (km ²)	Desnivel (m)
Bajo 1	1,947	23
Bajo 2	0,481	17
Bajo 3	2,344	32
Bajo 4	1,276	27
Bajo 5	2,778	36
Bajo 6	1,118	32
Bajo 7	0,369	13
Bajo 8	1,216	18
Bajo 9	0,211	19
Bajo 10	0,435	15
Bajo 11	0,432	15
Bajo 12	0,187	12
Bajo 13	0,717	20
Bajo 14	0,759	44
Bajo 15	0,64	39
Bajo 16	0,354	21
Bajo 17	0,583	47
Bajo 18	0,413	17
Bajo Sierra Del Carril	34,17	82
Bajo Slápeliz	101,45	160

Tabla 20. Parámetros morfométricos vinculados a la superficie y el desnivel máximo de los bajos de la zona de estudio. Ver ubicación en figura 60.

La figura 61 plotea la relación entre profundidad y superficie de los 20 bajos relevados, presentando una curva de tendencia con excelente correlación ($R^2 = 0,9$). Esta

distribución define una regresión lineal donde el bajo Slápeliz cae prácticamente sobre la tendencia.

La figura 62 plotea los bajos enumerados del 7 al 13 inclusive, excluyendo a los bajos 1 al 6 y 14 al 18, el bajo Slápeliz y el Sa. Del Carril. Los últimos dos son agregados en una serie independiente sólo para determinar su posición con respecto a la nueva línea de tendencia de los bajos menores. La extrapolación geométrica de este subconjunto de bajos está representada por la proyección de la línea punteada hasta el tamaño de los bajos Sa. Del Carril y bajo Slápeliz. La exclusión de los bajos se debe a que estos tendrían evidencias de rotación estructural que habría afectado la profundización de los mismos, lo cual implicaría una distorsión en la tendencia geométrica restringida a procesos de deflación (ver Cap. 5.3). La curva de tendencia muestra un valor de $R^2 = 0,24$, indicando una baja correlación, muy inferior a la obtenida en el gráfico utilizando el total de la población de bajos (Figs. 62). La regresión geométrica con la exclusión de los bajos con rotación estructural hace que la ubicación del bajo Slápeliz se aleje de la curva de tendencia lineal, definiendo un comportamiento muy anómalo. A pesar de que el origen de los bajos pequeños difiere de los bajos Sa. Del Carril y Slápeliz, este análisis cuantitativo sugiere una relación directa entre los parámetros geométricos de los bajos y los factores de control en los mecanismos de profundización y ampliación de los márgenes de los mismos. En este contexto, la anomalía positiva del bajo Slápeliz se asocia a la amplificación del factor de control estructural que en los bajos menores es inexistente o subordinado debido a su estado incipiente e inmaduro de desarrollo.

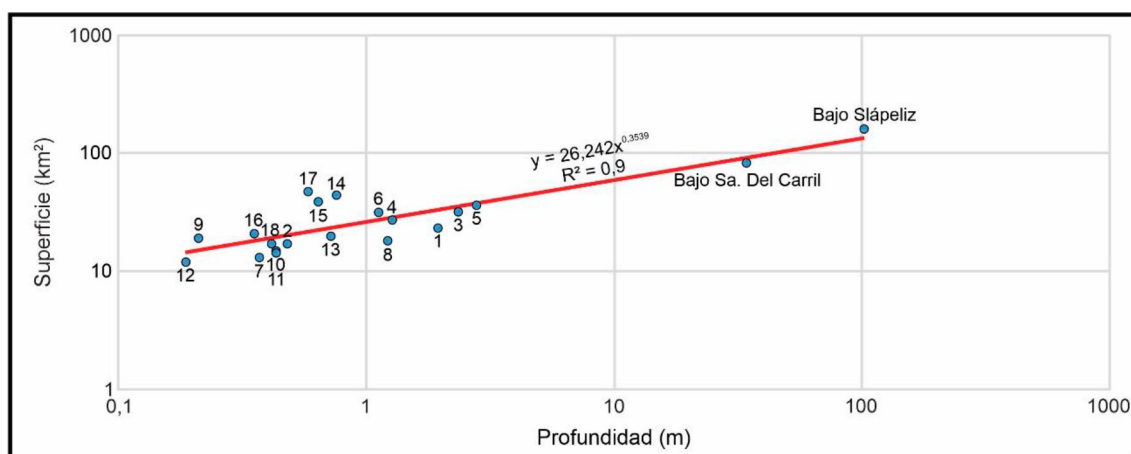


Figura 61. Gráfico de regresión con su línea de tendencia de los 20 bajos descriptos en la tabla 19. Notar que ambos ejes se encuentran en escala logarítmica.

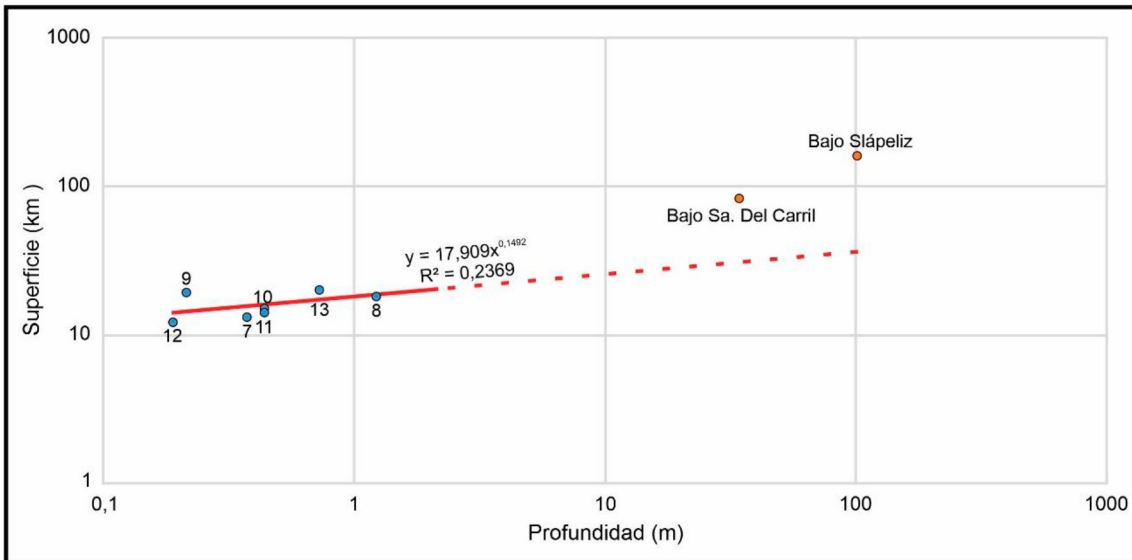


Figura 62. Gráfico de regresión profundidad vs. superficie de los bajos 7 al 13 de la tabla 19. La línea punteada representa la proyección de la curva de tendencia hasta los parámetros de los bajos Sa. Del Carril y Slápeliz. Notar que ambos ejes se encuentran en escala logarítmica.

Capítulo 8 – Discusión

El trabajo multifocal sobre el bajo Slápeliz abordó la geología y la geomorfología del área mediante distintas técnicas, por lo tanto, se propone discutir los resultados que se consideran más relevantes.

8.1 Análisis granulométrico y presencia de agregados

Las muestras extraídas en cada una de las geoformas encontradas dentro del bajo Slápeliz, se sometieron a distintos métodos de análisis textural. En la mayoría de ellas se identificó un alto porcentaje de agregados con tamaños máximos que varían desde sábulos a grava mediana en la escala granulométrica de Udden-Wentworth. Estos se habrían conformado mediante la interacción compleja de varios agentes bióticos y abióticos que permitieron la unión de unidades de construcción mineral por la materia orgánica del suelo, raíces, hongos, o la cementación por materiales inorgánicos (Lehmann *et al.* 2020). Six *et al.* (2004) plantea un modelo de jerarquía de agregados donde la materia orgánica del suelo sería el principal contribuyente a la formación y estabilización de los agregados. Además, se plantea la posibilidad de que los agregados presentes en las muestras extraídas sean originados a partir de la atracción entre partículas de arcillas (Six *et al.* 2004; Tisdall y Oades, 1982). Los resultados brindados por el sedígrafo laser indican que en ninguna de las muestras analizadas existe una predominancia arcillosa, lo cual desfavorece este control genético. Sin embargo, no es posible descartar que la presencia de arcillas en porcentajes cercanos al 5 % puedan influir en la conformación de agregados debido a sus propiedades eléctricas (Revil y Glover, 1998; Saarenketo, 1998).

Los agregados identificados, en mayor o menor medida, manifestaron reacción efervescente al contacto con el ácido clorhídrico, sustentando la presencia de carbonatos. Este es uno de los agentes más importantes en la formación de los agregados (Virto *et al.* 2011; 2013). De igual modo, se debe contemplar que la cementación de agregados generada por carbonato de calcio puede tener lugar a partir de su precipitación debido a la liberación de CO₂ de las raíces y respiración microbiana y/o la producción de ácidos durante la descomposición de materia orgánica (Zamanian *et al.* 2016; Pihlap *et al.* 2021). Posterior al análisis granulométrico en seco, muchos de los agregados disminuyeron su diámetro, pero continuaban conformados debido a la resistencia mecánica inherente a la cementación. Esta característica disminuyó sustancialmente al entrar en contacto con el agua (Pecsi, 1990), sustentando una mineralización débil.

Al considerar como caso de estudio al bajo Slápeliz, una cuenca endorreica que carece de desagüe fluvial hacia el mar, todos los procesos de escurrimiento convergen hacia la zona más baja de esta depresión topográfica. La presencia de carbonatos dispuestos como concreciones, pátinas y cemento ligante de los clastos que conforman las terrazas fluviales circundantes serían la principal fuente de aporte para la remigración y posterior formación de agregados, los cuales llegarían al interior del bajo principalmente mediante transporte fluvial. Cabe destacar que la incorporación de carbonatos a los depósitos pleistocénicos extraandinos de Argentina fue atribuida a un origen glacigénico, transporte eólico e incorporación a través del polvo atmosférico mineral (Vogt *et al.* 2018). Sin embargo, existen distintas hipótesis con respecto a la presencia de estos carbonatos. Por ejemplo, Del Valle y Beltramone (1987) proponen un origen poligenético con una interacción detrítica y otra química debido a la precipitación de soluciones descendentes. Por otra parte, Bouza *et al.* (2007) plantea un origen pedogenético con una importante influencia climática. Esto estaría fuertemente influenciado por la disponibilidad de agua en el suelo y la presión parcial de CO₂ proveniente de la respiración de las raíces y/o por la descomposición de la materia orgánica (Bouza, 2012). Más allá del debate con respecto a su origen, la condición original podría verse modificada por la disolución y reprecipitación de carbonatos secundarios y varios mecanismos podrían contribuir potencialmente a la formación de los agregados (Pihlap *et al.* 2021). El desarrollo de estos habría impactado en el modelado del paisaje a partir de inhibir parcialmente el proceso de deflación eólica de granulometrías que originalmente tendrían radios hidráulicos óptimos. Por otro lado, el precipitado mineral tendría un rol fundamental en la resistencia ténsil de material que habría favorecido el desarrollo de estructuras en cuña (ver próxima sección).

8.2 Cuñas de hielo fósil

Estos rasgos se consideran fundamentales para comprender el contexto paleoclimático que afectó el área de estudio. Uno de los sectores donde se identificaron dentro del bajo, se ubica sobre terreno estable (CS) y el otro ejemplo en bloques de terrazas fluviales que sufrieron movimientos gravitacionales (CN). Tang *et al.* (2019) basados en un principio propuesto por Terzaghi (1943) demuestran experimentalmente que los deslizamientos pueden presentar grietas que surgen en el borde posterior del talud causado por el cuerpo deslizante. En este contexto, las grietas se abren como parte del mecanismo de colapso del cuerpo (Michalowski, 2013; Abd y Utili, 2017). Estas grietas,

al rellenarse podrían confundirse con las mencionadas estructuras en cuña, sin embargo, la distribución no sistemática de los rasgos y su desarrollo en depósitos de muy bajo gradiente topográfico impiden asignarles este origen.

Las estructuras en cuña descritas en el bajo Slápeliz presentan dimensiones de entre 50 y 60 centímetros de alto y hasta 40 centímetros de ancho. Se encuentran conjuntos de cuñas separadas desde 25 centímetros hasta 2,5 metros entre sí. Los análisis texturales determinaron que la moda se ubicó en la granulometría arena mediana abarcando casi el 50 % de la muestra. El análisis en el sedígrafo laser determinó que las cuñas están rellenas de arena muy fina, pobremente seleccionada, con una distribución simétrica. Los rellenos de las cuñas cuentan con características que pueden asociarse a sedimentos de ambiente dominado por transporte eólico. Esta característica está en concordancia con lo planteado por Ribolini *et al.* (2014) para las cuñas encontradas al sur de Chubut y norte de Santa Cruz, en latitudes similares a las del bajo. Sin embargo, no se descarta una fuente primaria asociada a los ríos que transportaron gran cantidad de sedimentos hacia las áreas costeras en los períodos glaciales (Zarate y Blasi, 1993).

Las cuñas descritas sobre la costa patagónica son algunos centímetros más grandes que las descritas en el área de estudio. Su desarrollo vertical y lateral podría verse condicionado por la naturaleza, génesis y/o edad del sustrato, pero también podrían corresponder a períodos fríos de distinta duración e intensidad. En el bajo Slápeliz, en ambos casos el sustrato que aloja a las cuñas corresponde a una arenisca mediana cementada con un precipitado blanquecino de carbonato de calcio (CaCO_3). Estos niveles arenosos corresponden a la Formación Santa Cruz de aproximadamente ~14 Ma (Blisniuk *et al.* 2005). En el análisis textural de la muestra CN se reconoció la presencia de agregados cementados con carbonatos. Estos rasgos permiten plantear dos posibles escenarios para su génesis, el primero con un origen del carbonato presente en la cuña por migración y recristalización de la roca alojante. El segundo, donde se asociaría el carbonato a un período frío como las datadas por Del Valle y Beltramone (1987) mediante C^{14} en 22,7 y 27,2 ka AP en depósitos fluviales al este de la provincia de Chubut. En línea con esto, Bouza (2012) y Bouza y Del Valle (2014) sugieren que los depósitos cuaternarios más antiguos presentan mayor concentración de carbonatos, siendo los holocénicos los que menores proporciones tienen o incluso frecuentemente carecen de estos precipitados.

Las dataciones de las estructuras en cuñas resultan determinantes para tener un mejor entendimiento de las variaciones climáticas ocurridas en los últimos períodos

geológicos. Las edades de las cuñas encontradas en el bajo Slápeliz son una incógnita que excede los objetivos del presente estudio, sin embargo, es importante resaltar que el carbonato presente como precipitado brindaría la posibilidad a futuras dataciones. Cabe destacar que estos datos no necesariamente representan la edad de la formación de las cuñas ya que podría existir filtración e incorporación de carbonatos más antiguos y condicionaría la edad genética.

Se cree que la condición térmica necesaria para originar estas estructuras en situación de *permafrost* es una temperatura media anual de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Washburn *et al.* 1979). Si consideramos la temperatura media anual de la ciudad de Río Mayo en los últimos 40 años registrados, la misma es de $9,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ y demuestra que la temperatura media anual para el momento de la formación de las cuñas en el bajo Slápeliz debería haber bajado cerca de $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ con respecto a la media actual. Esta característica sustenta condiciones paleoclimáticas que difieren sustancialmente de las actuales, por lo cual los rasgos deben ser comparados con el registro fósil. Por lo tanto, esta condición implica que las cuñas de hielo fósil debieron formarse durante un periodo glacial que, considerando su posición en el perfil sedimentario corresponderían al Último Periodo Glacial (UPG).

En Patagonia extraandina, algunos ejemplos reconocidos se ubican en Puerto Deseado y en la cantera Delgado en la costa del golfo San Jorge donde fueron documentadas costras carbonáticas pedogenéticas que son cortadas por estructuras en cuña. Estas fueron datadas en $30.404 - 30.774$ y $31.594 - 32.497$ años AP respectivamente (Ribolini *et al.* 2014). En el cabo Peñas en Tierra del Fuego, se reconocieron depósitos marinos que cuentan con cuñas en los estratos infrayacentes. Tanto las rocas de caja como las estructuras en cuñas ubicadas en los sectores costeros y las encontradas en el bajo Slápeliz presentan similitudes en las características litológicas y morfológicas como para poder inferir una correlación tentativa. Para confirmar esta hipótesis se considera de suma importancia que futuros estudios evalúen las edades radiométricas de los carbonatos presentes en la roca de caja de las cuñas o más precisamente del relleno de estas estructuras con el método de OSL (*Optically Stimulated Luminescence*).

8.3 Megaóndulas

El campo de megaóndulas descrito por primera vez en el bajo Slápeliz tiene una superficie de 22.550 m^2 . Las geoformas están conformadas por crestas sinuosas de aproximadamente 20 metros de largo y hasta 20 centímetros de alto. Estas crestas en su

parte superior tienen casi un 65 % de partículas mayores a 4 milímetros y cuenta con clastos que llegan a 1,5 centímetros de diámetro. Estas gravas finas provienen del retrabajo aluvial y/o fluvial efímero de las terrazas fluviales que se encuentran en los alrededores del bajo.

El material gravoarenoso redepositado desde las márgenes del bajo es afectado por los fuertes vientos predominantes en sentido oeste-este, los cuales remueven las partículas más finas del sustrato generando pavimentos del desierto (Montes *et al.* 2024), conformados por aquellos clastos que el viento no puede transportar en suspensión o por saltación (Fig. 63). Este proceso es uno de los factores más importantes al momento de la acumulación de gravas sobre las superficies internas del bajo. A medida que los sedimentos finos son puestos en suspensión y desplazados por el viento, las gravas se concentran en la superficie, constituyendo el principal material para conformar megaóndulas. Si el aporte de clastos es escaso, solo conforman ondulaciones aisladas, de lo contrario, si el aporte es suficiente y el viento tiene la energía necesaria, conforma megaóndulas bien desarrolladas, con pocas intersecciones triples (Milana, 2009).

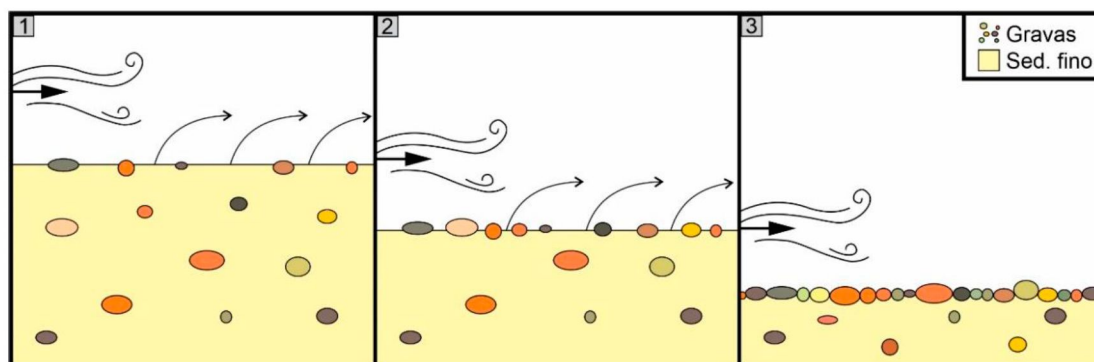


Figura 63. Esquema de 3 estadios de la formación de los pavimentos del desierto.

El perfil de las megaóndulas encontradas y su respectivo análisis textural, demuestran concordancia con lo propuesto por Milana (2009) y Milana *et al.* (2010) en casos de estudio descritos en la puna jujeña. Los clastos más grandes y pesados quedan sobre la parte alta de la cresta y las partículas más finas se disponen disminuyendo su tamaño progresivamente sobre la cara de sotavento indicando que el principal modo de transporte de las gravas sería por reptación o arrastre (Anderson *et al.* 1987). En base a estudios de campo y/o experimentales, las velocidades del viento para movilizar clastos gravosos de composición ígnea deberían ser mayores a los 20-30 m/s propuestos por De Silva *et al.* (2010).

Los ejemplos descritos en el noroeste argentino tienen en su estructura una predominancia de clastos de naturaleza ígnea extrusiva con supremacía en pómez y

fragmentos de ignimbritas (Milana, 2009; Milana *et al.* 2010; De Silva *et al.* 2010). Las dimensiones de estas megaóndulas fueron comparadas con ejemplos extraterrestres, y consideran que las encontradas en la puna serían las más grandes del planeta Tierra. Los clastos que conforman las megaóndulas reconocidas en el bajo Slápeliz, al igual que las descritas por Casanova *et al.* (2022), son de naturaleza ígnea intrusiva lo que implica una mayor densidad, con valores de $\sim 2,43 \text{ g/cm}^3$ vs. $\sim 0,91 \text{ g/cm}^3$ para las extrusivas según Milana (2009). Esta característica implica que se necesita mayor energía del viento para arrastrarlos y reorganizarlos hasta formar las megaóndulas. Estas variables permiten plantear que los clastos en el bajo Slápeliz son afectados por vientos con el potencial para conformar megaóndulas asimilables a ejemplos marcianos y coherentes con la intensidad del viento y posición geográfica en el núcleo de la faja de vientos del oeste (*southern westerly winds*).

8.4 Morfometría fluvial y curvas hipsométricas

Los parámetros morfométricos del relieve y relativos al drenaje calculados para las seis subcuencas identificadas en el bajo Slápeliz permitieron clasificarlas y compararlas entre sí. Esta cuantificación permitió identificar variabilidades espaciales del paisaje y anomalías, más allá de parámetros descriptivos, tal como describen Doffo y Bonorino (2005) en otras cuencas hidrográficas estudiadas.

La cartografía hidrológica del bajo sustenta un importante grado de fragmentación del drenaje que se manifiesta en seis cuencas de drenaje. Utilizando la clasificación propuesta por Campos Aranda (1992), las subcuencas 1, 2, 5 y 6 tienen el tamaño de microcuenca y las subcuencas 3 y 4 se clasificarían como pequeñas. A pesar de que estas dos últimas son catalogadas como pequeñas, juntas ocupan aproximadamente el 80 % de la superficie total del bajo. Cabe destacar que, si consideráramos la superficie de todo el bajo Slápeliz, seguiría entrando en los parámetros de una cuenca pequeña. Esta caracterización se considera consecuencia de redes de drenaje poco integradas debido a su carácter efímero, que favorece la ampliación de las mismas por procesos de erosión retrocedente en las condiciones climáticas áridas post glaciales (Holoceno) (Markgraf *et al.* 2003; Moreno *et al.* 2009).

Con respecto a la pendiente media de cada subcuenca, Ortiz Vera (2004) clasifica a aquellas que tengan una pendiente media con valores de entre 7 y 12 % como un tipo de relieve suave, por lo que las subcuencas 1, 2, 3, y 4 entrarían en esta clasificación, mientras que las subcuencas 5 y 6 corresponderían a un relieve accidentado. La pendiente

media de la cuenca se puede asociar a la velocidad de escorrentía del agua (Horton, 1945) por lo que, en sentido amplio, a mayores pendientes, mayores velocidades. Esto iría en concordancia con el tiempo de concentración, siendo estas últimas dos subcuencas la que menos tiempo demandan con 28 minutos 12 segundos y 26 minutos 13 segundos respectivamente. Por otro lado, estos parámetros definen el poder erosivo del cauce (*stream power*: caudal x pendiente), por lo cual, ante cauces de geometrías equivalentes, el incremento de pendiente aumentaría este índice y, en consecuencia, el potencial erosivo.

La imposición del drenaje a rasgos geomorfológicos previos produce cambios en la relación de bifurcación. Una reducción en la relación de bifurcación podría estar asociada a una canalización más eficiente de los cauces menores hacia el cauce principal por influencia de la topografía preexiste. Un aumento en la relación podría estar vinculado a nuevas bifurcaciones por el desvío del flujo generado por obstáculos o barreras más resistentes a la erosión. En las seis subcuencas las relaciones de bifurcación se encuentran en parámetros normales con valores cercanos a 4 que determinarían que la litología es homogénea en toda su extensión (Summerfield, 1991). Esta inferencia cuantitativa se correlaciona con la estratigrafía reconocida en campo, ya que las laderas están constituidas predominantemente por areniscas de la Formación Santa Cruz y sedimentos gravoarenosos correspondientes a unidades del Plioceno y del Cuaternario (Cobos y Panza 2003; Figura 28).

Los valores obtenidos para el índice de compacidad determinaron que las primeras cuatro subcuencas son de morfología oval a rectangular oblonga, a diferencia de las subcuencas 5 y 6 que son semicircular a oval (Te, 1994). Esto indica que aquellas que presentan mayor similitud a un círculo perfecto son en la que más tarda en llegar la onda de crecida a la desembocadura, por lo que en el caso del bajo Slápeliz, no existe una relación directa con los tiempos de concentración calculados. Cabe destacar que esto podría estar asociado a que las subcuencas 5 y 6 son las que cuentan con superficies más pequeñas, menos evolucionadas y más jóvenes.

El factor de circularidad determina valores que oscilan entre 0 y 1 donde el máximo valor equivale a una cuenca circular. Las subcuencas 5 y 6 son las que más se acercan a la circularidad, con valores cercanos a 0,5. Las cuatro subcuencas restantes presentan valores cercanos o incluso menores a 0,2. Frente a estos valores, existiría una concordancia entre el índice de compacidad y el factor de circularidad. Esta correlación no se comporta de igual manera con la relación de elongación, donde se determinó que

las subcuencas 1, 4 y 6 presentarían formas redondeadas y las 2, 3 y 5 contarían con formas alargadas. Por lo tanto, a pesar de que todas se comparten el mismo nivel de base y se encuentran en el mismo contexto geológico, existe una discrepancia en la clasificación morfológica de las subcuencas y no existiría una relación directa entre la topografía del relieve y sus formas.

La densidad de drenaje para las subcuencas 1, 2, 3 y 5 varía entre 1,48 y 2 por lo que se considera moderada (*sensu* Delgadillo y Páez, 2008). En contraposición, las subcuencas 4 y 6 se obtuvieron valores de 2,5 y 2,08 respectivamente, por lo tanto, es considerada alta. Los controles que definen la densidad de drenaje dependen de varios factores, entre ellos se encuentran la litología, la permeabilidad, la infiltración y el tipo y grado de vegetación (Peña Llopis, 2007). Considerando que las 6 subcuencas pertenecientes al bajo Slápeliz están ubicadas en un contexto tectónico/geológico similar, se plantea la posibilidad de que alguno de los factores controlantes de la densidad de drenaje podría estar teniendo mayor incidencia que otro. En particular, las posiciones proximales y medias de los abanicos aluviales están dominados por materiales gravoarenosos que favorecen la permeabilidad e infiltración de estas unidades geomorfológicas ubicadas en el centro de la depresión y con gran extensión areal. Esto condicionaría la formación de nuevos cauces superficiales haciendo que los valores de densidad de drenaje se encuentren disminuidos respecto de zonas de moderada pendiente con sustratos más impermeables.

El vínculo entre distintos índices permite evaluar la variabilidad del paisaje, en particular la relación directa entre el índice de torrencialidad y la densidad de drenaje (Díaz y Bermúdez, 1987). En el bajo Slápeliz, esto solo ocurre en la subcuenca 4, donde el valor de torrencialidad es de 5,206 coincidiendo con el valor más alto de densidad de drenaje. En términos generales, esta relación implicaría una red de drenaje inmadura que responde a los eventos de descarga extraordinarios. El resto de las subcuencas no presentan una correlación directa, por lo que se considera que factores y/o procesos no calculados en este trabajo están condicionando esta relación (ej. índices de permeabilidad o infiltración).

Las curvas hipsométricas de las subcuencas 1, 2, 3 y 4 presentan patrones similares, los puntos de inflexión generan una morfología sinusoidal, indicando un comportamiento relativamente comparable. Los modelos teóricos propuestos por Strahler (1952) definen parámetros característicos para cuencas juveniles, maduras y seniles que podrían servir para establecer edades relativas de las cuencas. En este marco, los valores

obtenidos para las integrales hipsométricas de las subcuencas indicaran estadios juveniles que surgen de una compleja interacción entre los procesos erosivos, resistencia de las unidades y la generación de relieve. Por otro lado, las curvas correspondientes a las subcuencas 5 y 6, presentan morfología levemente cóncava indicando estadios juveniles. La uniformidad en la estratigrafía sustenta una resistencia comparable del sustrato de las distintas subcuencas, sin embargo, la coexistencia de cuencas juveniles y seniles sugieren procesos locales de alzamiento tectónico que superan la eficiencia de los procesos de erosión fluvio-eólicos.

Este escenario de geomorfología tectónica también se fundamenta a partir de los valores de las integrales hipsométricas que determinan que las subcuencas 3 y 4 se encuentran en desequilibrio, sugiriendo un alzamiento tectónico dominante por encima de los procesos erosivos. Cabe destacar que ambas subcuencas son las de mayor cobertura areal, y que, además se encuentran geográficamente en proximidades a los rasgos tectónicos descritos en el capítulo 5 del presente trabajo. Otro carácter de interés es que la subcuenca 3 y la subcuenca 4 alcanzan cauces de orden 5 y 6 respectivamente. Estos parámetros fluviales definen las subcuencas con mayor desarrollo dentro del bajo Slápeliz, sugiriendo cuencas más longevas que habrían alcanzado estadios de mayor equilibrio. Esta evolución no iría en concordancia con los valores obtenidos en las integrales hipsométricas que sustentan un estadio juvenil del drenaje, lo cual se vincula directamente a un fuerte control tectónico en el área de estudio que distorsiona el grado de equilibrio de cuencas evolucionadas. Esta discrepancia entre la morfología de las curvas y los valores de las integrales hipsométricas expone las limitantes de los métodos cuantitativos, los cuales deben contrastarse siempre con un abordaje integral que incluya observaciones de campo y la caracterización tectónica del área (Doffo y Bonorino 2005; otros). En síntesis, las subcuencas del bajo Slápeliz se vinculan a un relieve tectónicamente activo donde el levantamiento diferencial y sus diferencias de antigüedad habrían definido el (des)equilibrio evolutivo.

8.5 Precipitación en la estancia Buena Vista y su comparación con datos de la región

Gran parte de la Patagonia extraandina presenta una precipitación media anual menor a los 200 milímetros (Paruelo *et al.* 1998; Garreaud *et al.* 2013; Bianchi *et al.* 2016). Almonacid *et al.* (2021) utilizó el método *Kriging Ordinario*, el cual es uno de los más utilizados y precisos para predecir el comportamiento de variables en regiones con escasez de datos (Webster y Oliver, 2007; Berndt y Haberlandt, 2018). Con esta

herramienta estadística determinó que la precipitación media anual para el centro-norte de la provincia de Santa Cruz oscila los 130 milímetros. Los valores obtenidos a partir del pluviómetro de la estancia Buena Vista demuestran que la precipitación media anual de los últimos 60 años en el bajo Slápeliz se encuentra en 167,7 milímetros. Este valor documenta casi 38 milímetros por encima de los valores estimados para el centro-norte de la provincia. Teniendo en cuenta que el pluviómetro ubicado en el bajo Slápeliz no cuenta con un dispositivo que impida errores de medición durante nevadas importantes, se considera que el método utilizado podría subestimar levemente las precipitaciones reales durante los meses de invierno, aunque no constituiría un error significativo.

La tormenta que azotó a fines de marzo y principios de abril de 2017 a gran parte del sur de la provincia de Chubut y norte de la provincia de Santa Cruz despertó el interés de distintos investigadores sobre las características y condiciones propicias para la ocurrencia de precipitaciones extraordinarias en la región (Paredes *et al.* 2017; Ocampo *et al.* 2019; Kaless *et al.* 2019; Paredes *et al.* 2020). La ciudad más afectada fue Comodoro Rivadavia, en la cual se realizó un análisis temporal de las precipitaciones máximas diarias. Se determinó que cualquier evento de precipitación que supere los 15 mm/día es considerado intenso, aquel que supere los 34,4 mm/día es muy intenso y aquellos que superen los 59 mm/día es clasificado como extremo (Paredes, 2019). Salvando las diferencias geográficas que existen entre el bajo Slápeliz y la ciudad de Comodoro Rivadavia, este criterio determina que en el bajo desde el año 1997 hasta el 2022, solo durante el año 1999 no hubo lluvias intensas, muy intensas o extremas. Los años 2003, 2013, 2015 y 2018 tuvieron al menos una lluvia intensa y los años 2017 y 2019 tuvieron al menos un evento de características extremas, con la particularidad que el año 2017 llovieron 120 milímetros el día 2 de abril. Cabe destacar que el bajo Slápeliz desde el año 2017 en adelante cuenta con precipitaciones anuales por debajo de la media anual calculada. Sin embargo, desde 1997 existe una tendencia a la concentración de las precipitaciones en eventos puntuales, identificándose una tendencia ascendente que va desde los 19,86 milímetros a 39,68 milímetros diarios para los valores de precipitación diaria más importante de cada año.

En concordancia con lo planteado por Paredes (2019), y a pesar de los días con precipitaciones inusuales, los valores de precipitación media anual no presentan variaciones significativas haciendo que sean poco representativos. Anualmente se registran uno o dos eventos intensos que concentran gran parte del total de las precipitaciones anuales acumuladas. Estos eventos torrenciales son de gran importancia

para el modelado geomorfológico, ya que cuentan con la capacidad de reactivar los sistemas efímeros. Estos cauces que se caracterizan por estar extensos períodos secos y son interrumpidos por grandes inundaciones con altos picos de descarga acuosa, cuya dinámica es controlada por la humedad del sustrato previamente a las lluvias intensas (Longobardi *et al.* 2003). Durante estos eventos, la resistencia mecánica de los suelos y el sustrato condicionan la profundidad erosiva y el volumen de material retransportado y redepositado en zonas de muy baja pendiente y en el nivel de base. Es evidente que los procesos erosivos hídricos y eólicos están estrechamente ligados a las condiciones climáticas. El déficit de humedad en los suelos permite la erosión y afecta a los procesos geomorfológicos y sus morfologías resultantes (Gutiérrez Elorza, 2006). A su vez, la erosión se incrementa posterior a los períodos secos y disminuye durante los húmedos, por el efecto protector de la cobertura vegetal sobre el impacto de las gotas de lluvia (*rainsplash*) y también por la disminución del flujo superficial (Ellison, 1944; Savat y Poesen, 1981; Dunne y Aubry, 1986; Torri *et al.* 1987). Las escasas precipitaciones en zonas áridas, tanto cálidas como frías, minimiza el crecimiento de la vegetación, y en esas condiciones, se acelera la erosión (Francis y Thornes, 1990). Esto expone a la acción erosiva, tanto hídrica como eólica, a las sedimentitas cenozoicas que se reconocen en la zona de estudio, y en gran parte de la Patagonia extraandina. Teniendo en cuenta esto, el desarrollo de una red de drenaje integrada, podría estar ligado a un ambiente de relativa aridez, ya que en los medios semiáridos es donde se produce la máxima erosión hídrica (Langbein y Schumm, 1958; Fournier, 1960; Corbel, 1964). En estas condiciones los cauces suelen ser efímeros, permaneciendo secos gran parte del año, y transportando agua y sedimentos de manera esporádica y torrencial, con una gran capacidad erosiva (Gutiérrez Elorza, 2006).

8.6 Registro de actividad neotectónica

La geomorfología tectónica en ambientes continentales se la asocia en general al registro de rasgos de deformación vinculados al levantamiento, que puede generar valles fluviales anómalos, patrones geométricos en redes de drenaje o basculamiento en superficies de referencia tales como planicies aluviales o terrazas fluviales (Burbank y Anderson, 2011). En la zona de estudio los indicadores geomorfológicos regionales surgen de la Hoja Geológica 4769-IV, donde se diferencian cinco niveles de agradación pedemontana que varían su edad desde el Mioceno medio a superior (Cobos y Panza, 2003). En inmediaciones del bajo, sobre la margen oeste, los autores registraron el nivel

1 de edad Mioceno medio/superior y lo describen como un relieve llano con pendiente hacia el este de 1° , y concordante con las sedimentitas subhorizontales infrayacentes. La resolución espacial de los MDE utilizados en este trabajo, permiten diferenciar al menos cuatro subniveles dentro del nivel 1, los cuales varían hasta 10 metros de diferencia de altura entre sí (Figs. 22-28). Un rasgo destacado son las inclinaciones de estas superficies, ya que en los cuatro subniveles se estimaron valores de entre $0,05^\circ$ y $0,19^\circ$ hacia el oeste-noroeste en dirección contraria del paleodrenaje regional, asociándolo a un posible basculamiento tectónico posterior a su depositación. Este levantamiento habría modificado la inclinación original de las planicies, cambiando la dirección de inclinación de la superficie del depósito.

Al sur del bajo se reconocen y describen depósitos gravosos conformados principalmente por vulcanitas, arenas medianas a gruesas y escasos limos con niveles conglomerádicos pertenecientes a niveles aterrizados del Mioceno superior. Estos están asociados al cañadón Del Carril y presentan una inclinación hacia el cuadrante este (Cobos y Panza, 2003). El relevamiento realizado en los MDE's (Figs. 22-23) demuestra que la inclinación actual no es hacia el este, ya que arroja un valor de $0,13^\circ$ hacia N271° para la margen norte del cañadón Del Carril y de $0,16^\circ$ hacia N285° para la margen sur, ambos ubicados al sur del bajo Slápeliz. Esta arquitectura sustenta que también estuvieron sometidos a un basculamiento tectónico posterior a su depositación. Cabe destacar que niveles aterrizados más modernos reconocidos por los autores de la Hoja Geológica 4769-IV (nivel II) asignados al Plioceno inferior, no presentan inclinación hacia el cuadrante oeste. En consecuencia, asumiendo que las edades son correctas, el esfuerzo tectónico que invirtió la dirección de inclinación original estaría restringido entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior, o que no es lo suficientemente significativo durante el Cuaternario para generar un basculamiento que invierta la dirección de inclinación de las terrazas fluviales depositadas en ese período.

El MDE expone claramente los bajos alineados ubicados al sur del bajo Slápeliz y el bajo Sa. Del Carril, los cuales se encuentran dispuestos en sentido NO-SE producto de la desintegración de una red de drenaje (Fig. 60). Este proceso fue descrito en términos por Ori *et al.* (2007) a partir del estudio de cuencas hidrográficas en el oeste de África (desierto de Sahara y región del Sahel), sin embargo, el caso de estudio presenta una tendencia espacial que es una anomalía regional para la distribución de los bajos en Patagonia, la cual respondería a un lineamiento estructural. Esta hipótesis se corrobora con la información en subsuelo brindada por Bahía *et al.* (2021), ya que este rasgo

geomorfológico de bajos alineados se correlaciona con la posición de un lineamiento de basamento vinculado a una falla invertida ciega (Bahía *et al.* 2021; Miller y Marino, 2019). Esta coincidencia podría responder a un control pasivo de la morfoestructura sobre la distribución de los bajos. Sin embargo, el perfil topográfico que une los bajos alineados demuestra una variabilidad en la inclinación del nivel aterrazado sustentando un basculamiento tectónico posterior a la depositación de los niveles fluviales. En particular, el sector sureste (bajos 14 al 18; Fig. 27) muestra una pendiente hacia el oeste lo que indicaría un cambio en la dirección de inclinación con respecto a su depositación original hacia el este. Este patrón específico plantea la posibilidad de un levantamiento diferencial del nivel aterrazado, proceso que podría estar afectando la profundización de estos últimos 5 bajos hidroclásticos durante el Cuaternario.

Las terrazas basculadas sustentan modificaciones tectónicas de manera indirecta, sin embargo, no documentan deformación localizada. En este sentido, el registro inédito de un corrimiento afectando depósitos lagunares cuaternarios en el bajo Slápeliz, con inclinación de 32 y 46° hacia N37°, demuestran que los esfuerzos tectónicos en el área de estudio ocurrieron recientemente y sustentan la continuidad de la actividad neotectónica en el interior del bajo. Esta evidencia complementa las evidencias de neotectonismo documentadas por Foix y Ocampo (2019) sobre la margen suroccidental del lago Musters en el flanco oriental de un anticlinal norte-sur, a escasos kilómetros al noreste del cerro San Bernardo. Las fallas encontradas por estos autores cuentan con una dirección de inclinación y características similares a las encontradas en el bajo Slápeliz, sugiriendo condiciones de *stress* remoto similares, vinculadas a una componente de compresión NO-SE generada por la tectónica andina. En síntesis, el corrimiento encontrado en el cordón lagunar es una nueva evidencia de neotectonismo en la Faja Plegada de San Bernardo de la cuenca del Golfo San Jorge. Por otro lado, la particularidad de documentar rasgos de acortamiento y levantamiento tectónico dentro de una geoforma erosiva de mayor escala es de suma importancia para comprender la evolución compleja del bajo. En particular, esta relación plantea un vínculo directo entre el relieve preexistente que fue erosionado en la zona del bajo y los procesos tectónicos activos que lo han afectado.

8.7 Tasas de profundización del bajo Slápeliz

La ausencia de edades radiométricas de las terrazas vinculadas a la formación del bajo Slápeliz dificulta la obtención de tasas de profundización y deflación precisas, por lo que en este trabajo final de tesis se utilizan principalmente dataciones de la Formación

Santa Cruz propuesta por Blisniuk *et al.* (2005) y la edad del basalto cerro Grande obtenida por Bruni (2007). Más allá del error inducido por estos parámetros, existen aspectos geomorfológicos a tener en cuenta en estas estimaciones. Por un lado, hay que considerar que las redes de drenaje que circunden el bajo sobreestiman su área, mientras que los abanicos aluviales y los deslizamientos pueden estar subestimando las tasas, ya que son procesos que aportan material a la depresión modificando su desnivel y/o volumen previo. Por otro lado, actualmente la mayoría de la superficie del bajo está dominada por laderas vegetadas o cubiertas por pavimento del desierto, características que son un impedimento para la deflación. En este contexto, el área donde ocurre la mayor parte de este proceso es actualmente en las lagunas someras, que no superan 1 km² y en términos porcentuales equivalen a menos del 1 % del área total del bajo.

Desde el punto de vista evolutivo, considerar que el origen del bajo Slápeliz es producto de un proceso de inversión de relieve, obliga a pensar en que el desnivel actual de 160 metros corresponde sólo a un enrasamiento con la terraza fluvial lindante y que, lo que donde actualmente reconocemos como un bajo, antes hubo un alto topográfico. Por lo tanto, la altura de ese alto topográfico que obligó a las corrientes glaciofluviales a bordearlo es incierta. Esta condición, implica un mayor volumen de sedimentos faltantes que agrega error a las estimaciones de las tasas de deflación obtenidas (Fig. 64), ya que los valores reales serían superiores. Otro factor a tener en cuenta, es la variabilidad climática, ya que la profundización del bajo abarcó a los períodos glaciales e interglaciales del Cuaternario (Winograd *et al.* 1994; Rabassa y Coronato, 2009; Aguirre *et al.* 2011), durante los cuales la posición de la faja de vientos del oeste y el comportamiento de las corrientes oceánicas cambian, afectando la velocidad y frecuencia del viento, y las temperaturas (Toggweiler, 2009; De Deckker *et al.* 2012). Se cree que la deflación no es igual en dichos periodos. En los periodos glaciales el ciclo hidrológico se ve interrumpido prevaleciendo condiciones climáticas frías y secas, por lo que existiría un aumento considerable en el proceso de deflación (Aebly *et al.* 2009; Heindel *et al.* 2018). En consecuencia, el crioclastismo sería un factor fundamental en el crecimiento de los bajos en Patagonia (Martínez, 2012). Calibrar todos estos parámetros exceden los objetivos del presente estudio, sin embargo, se plantean líneas de investigaciones futuras que permitirían comprender procesos eólicos de gran escala y su vínculo con las condiciones paleoclimáticas de alta frecuencia.

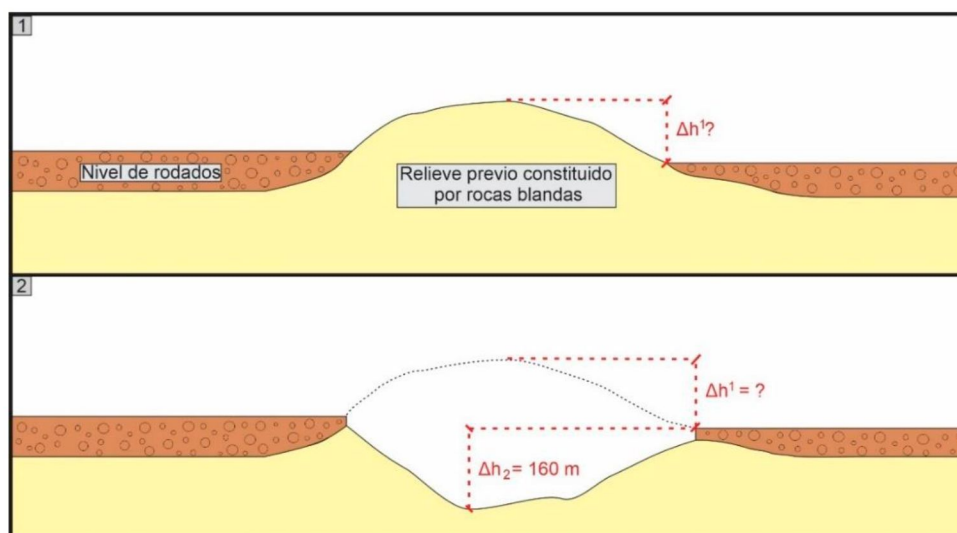


Figura 64. Modelos esquemáticos del proceso de inversión de relieve ocurrido en el bajo Slápeliz. En el estadio 1, la altura del alto topográfico es considerado una incógnita por lo que condicionaría la altura y el volumen de sedimentos faltantes en la actual depresión. En el estadio 2, se representa a la condición actual del bajo Slápeliz con un desnivel entre la terraza fluvial y el punto más bajo de la depresión de 160 metros. Modificada de Simeoni (2008).

Asumiendo la edad del bajo a partir de la datación del basalto cerro Grande y sin cuantificar las variables descriptas anteriormente y que subestiman las tasas de profundización, el bajo Slápeliz se encuentra apenas por debajo de la recta de regresión generada con distintos bajos estudiados en el planeta (Fig. 59), como la cuenca de Qaidam, China (Kapp *et al.* 2011; Rohrmann *et al.* 2013), la salina del Fraile en la puna argentina (McMillan y Schoembohm, 2020), la cuenca de Hami en China (Pullen *et al.* 2018), la depresión del Ebro (Gutiérrez *et al.* 2013), la depresión de Qattara (Aref *et al.* 2002) y el oasis de Kharga (Goudie *et al.* 1999) ambos en Egipto. Si tenemos en cuenta ejemplos extraterrestres, como los de Golombek *et al.* (2006), Golombek y Bridges (2000) y Ardrinson (1979) en el planeta Marte (tasas entre 2×10^{-8} y 1×10^{-5} mm/año), o Strom (1993) en el planeta Venus (tasas entre 3×10^{-6} y 6×10^{-4} mm/año) los valores tienen entre 4 y 7 órdenes de magnitud por debajo de las terrestres. Sin embargo, la estimación del bajo Slápeliz (0,056 mm/año) no sólo es una estimación novedosa para la región, sino que permite dimensionar y comparar tasas de profundización con otras regiones áridas de diferentes continentes, sino también con parámetros obtenidos en otros planetas.

8.8 Evolución del bajo Slápeliz

El origen de los bajos sin salida de la Patagonia extraandina es un tema de discusión desde hace décadas. Actualmente existe consenso en que estos bajos no son producto de un único proceso, sino que hay múltiples factores que combinados o no,

participan en su desarrollo (Martínez, 2014). Uno de los primeros en proponer un origen asociado a múltiples factores, pero con especial énfasis en la acción eólica fue Feruglio (1950). Luego, esta interpretación fue apoyada por diversos autores como Fidalgo y Riggi (1965), Methol (1967), Fidalgo (1972), entre otros. Contribuciones más recientes como las de Cesari y Simeoni (1994) y Simeoni (2008) plantean un origen hidroeólico para el proceso de inversión de relieve. En este modelo se incluye la génesis del bajo Slápeliz, donde las terrazas fluviales asociadas a los Rodados Patagónicos se encuentran en la parte superior de la actual depresión topográfica. Estos niveles fueron estudiados por Martínez y Coronato (2008), Martínez *et al.* (2009), Martínez y Kutschker (2011), Martínez (2014), entre otros, quienes los asocian a antiguos sistemas glacifluviales que escurrían hacia el este y rodearon a altos topográficos. Estos sistemas fluviales regionales depositaron mantos de gravas medianas a gruesas que actuaron de protectores del sustrato blando subyacente (Simeoni, 2008).

En general, los modelos genéticos de los bajos eólicos no detallan el origen de los altos paleotopográficos que controlaron el escurrimiento fluvioglaciario. En particular, la zona de estudio se ubica en una región sometida a compresión documentada por morfoestructuras y pliegues en subsuelo. Esta deformación compresiva estuvo provocada por la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana desde finales del Oligoceno a principios del Mioceno (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2012). En términos generales, los modelos geodinámicos consideran que el levantamiento de la cordillera de los Andes tuvo su fase más importante durante el Mioceno (ej. Homoc *et al.* 1995; Folguera *et al.* 2002; Litvak *et al.* 2009). Más allá de los pulsos principales de levantamiento de la cordillera de los Andes, la zona de estudio presenta robustas evidencias de alzamiento tectónico (Ramos, 1999; Ramos, 2015; Figari y García, 2018; Allard *et al.* 2020, entre otros). Este contexto fomenta la hipótesis del control estructural en la génesis del bajo de Slápeliz, planteando un bajo estructural por inversión de relieve vinculado a una compleja interacción entre procesos de levantamiento tectónico y deflación.

El marco estructural del bajo Slápeliz se calibra a partir de la información de subsuelo, que permite plantear un alto topográfico donde actualmente se ubica el bajo Slápeliz, resultado de un alto estructural relativo definido entre sistemas de fallas NO-SE (Bahía *et al.* 2021; Miller y Marino, 2019) (Fig. 26B). Sobre este alto relativo, la cubierta sedimentaria mesozoica presenta disminución de su espesor (Fig. 26C). La disposición actual del subsuelo podría estar vinculada a un pulso compresivo de edad miocena o

anterior que haya generado un pliegue anticlinal de inversión tectónica (Allard *et al.* 2020; 2022). Esta morfoestructura habría tenido un eje aproximadamente norte-sur, con vergencia hacia el este producto de la reactivación de una falla. El pliegue habría sido de carácter bibuzante con geometría cómica en planta, lo suficientemente alto para condicionar la escorrentía de los ríos entrelazados y no ser tapado por el agua. La orientación oblicua al vector de acortamiento andino E-O y/o el importante rechazo extensional habrían inducido un grado de inversión bajo a muy bajo (Foix *et al.* 2015; Allard *et al.* 2020). Este sutil levantamiento habría favorecido el plegamiento y exhumación de unidades someras cenozoicas dominadas por sedimentitas poco consolidadas con baja resistencia mecánica, tal como las que componen a la Fm. Santa Cruz. Una vez constituido este elemento positivo, las corrientes glaciofluviales asociadas al derretimiento de los glaciares que escurrían hacia el este fueron moldeando los laterales del alto y generando enormes depósitos de gravas sobre las sedimentitas cenozoicas (Fig. 65). La orientación O-E del bajo estaría vinculada a la erosión hídrica del alto topográfico y la distribución de las gravas de origen glaciofluvial. Posteriormente, una vez constituido el bajo, la elongación estaría asociada a la expansión preferencial coincidente con el viento dominante.

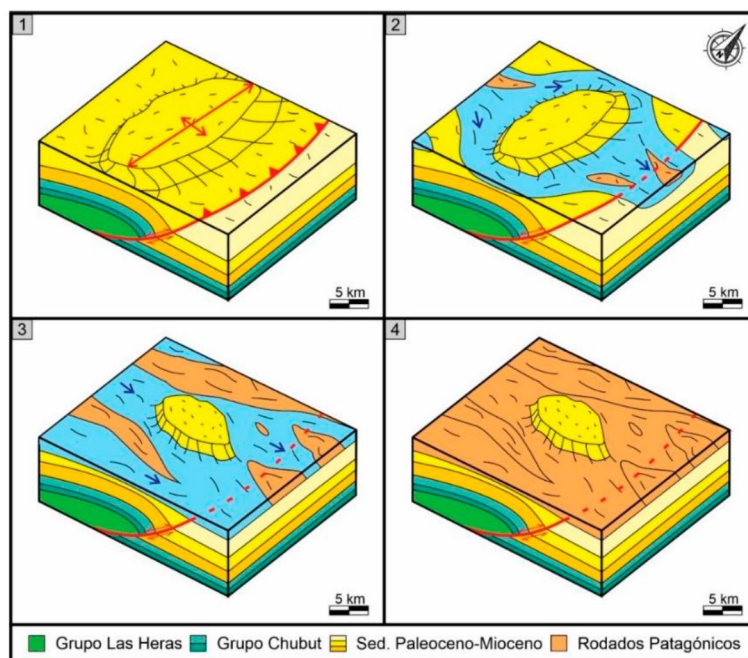


Figura 65. Esquema evolutivo de la formación del alto paleotopográfico previo a comienzo de la deflación. 1) Formación del alto topográfico compuesto por sedimentitas cenozoicas producto de un pliegue anticlinal con eje norte-sur y con vergencia al este por propagación de una falla. 2) Corrientes glaciofluviales bordean al alto, moldeando sus bordes y reduciendo su tamaño. 3) Alto topográfico bastante más reducido en tamaño y elongado en dirección oeste-este. 4) El alto topográfico bordeado por los Rodados Patagónicos (Plioceno tardío).

Los bajos sin salida se originan en zonas donde los enormes volúmenes de sedimentos finos y pocos consolidados quedan expuestos y disponibles para ser movilizadas por la acción del viento, quien es el agente principal en el proceso de inversión de relieve. Sin embargo, durante la desintegración del relieve positivo original también actúan la erosión hídrica y los procesos de remoción en masa. En consecuencia, la deflación es el principal mecanismo de profundización de esta depresión (Ruiz *et al.* 2022) y también la responsable de la generación de distintas geoformas eólicas reconocidas dentro del bajo Slápeliz (Fig. 66). Este mecanismo se retroalimentó de procesos gravitacionales, aluviales, fluviales y la meteorización mecánica (crioclastismo) que fomentaron la ampliación del tamaño y la exposición del material friable.

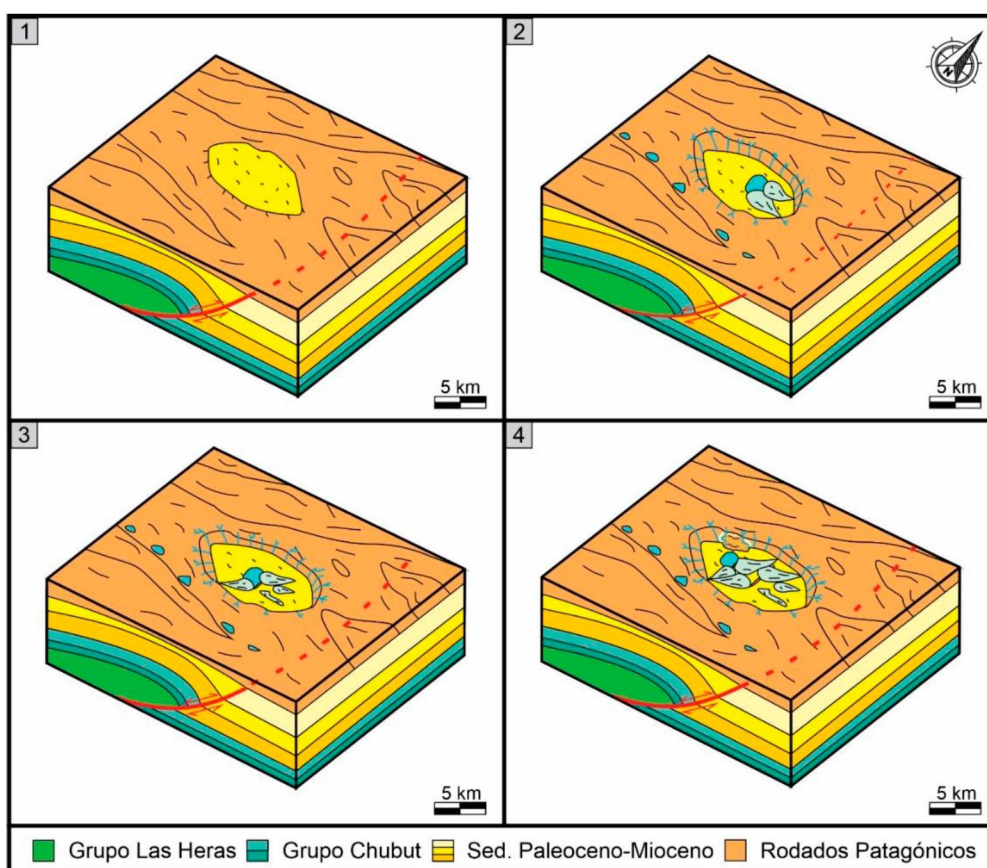


Figura 66. Esquema evolutivo del proceso de inversión del relieve y la generación de geoformas internas a medida que se ve modificado el nivel de base del bajo. 1) Se representa el enrasamiento entre lo que era el alto topográfico y los Rodados Patagónicos. 2, 3 y 4) Etapas de profundización del bajo vinculadas al desarrollo y evolución una red de drenaje endorreica radial centrípeta. Se indican la presencia de abanicos aluviales, lagunas someras y demás geoformas asociadas a los cambios de nivel de base.

La evolución geomorfológica del bajo es polihistórica. En este sentido, cada uno de los niveles de abanicos aluviales reconocidos en el interior del bajo Slápeliz estaría vinculado a reactivaciones de los sistemas efímeros que rodean la depresión. El arrastre

de material producto de la escorrentía superficial desde las partes altas hacia el nivel de base se vería condicionado por la topografía y los cambios abruptos en la pendiente, favoreciendo la depositación y del material que ya no puede transportar.

Los cuatro niveles de abanicos reconocidos a distintas alturas, corresponderían a al menos cuatro niveles de base distintos del bajo. A su vez, la escorrentía necesaria para el desarrollo de estos abanicos puede asociarse a períodos cálidos (interglaciales) en los cuales ocurren precipitaciones torrenciales episódicas y con gran capacidad de transporte y depositación. Una interpretación similar propone Martínez y Kutschker (2011) para los pedimentos de Patagonia, asignándolo a períodos interglaciales. En este modelo elaborado para el bajo de Slápeliz se plantea la posibilidad de la existencia de al menos cuatro lagunas someras con sus respectivos cordones lagunares dispuestos al este (Fig. 67). En superficie solo se reconocieron evidencias de dos cordones lagunares y dos lagunas someras. Debido a su ubicación y altitud, la laguna y el cordón más moderno sería aquel que está desplazado hacia el sector occidental del bajo. A pesar de este patrón en planta, el análisis de los perfiles sedimentarios realizados sobre los abanicos sugiere que, por debajo de estos, se encuentran depósitos de antiguas lagunas someras. En el caso de que cada abanico aluvial reconocido, cuente con su nivel de base asociado representado con una laguna somera y su correspondiente cordón lagunar, faltaría el registro de al menos dos lagunas y sus cordones lagunares asociados ubicados al este de los dos ya reconocidos. Probablemente estos depósitos se encuentren sepultados o hayan sido erosionados y removilizado por los distintos agentes erosivos. Por lo tanto, se plantea un escenario con múltiples cambios en el nivel de base del bajo Slápeliz, profundizándose y desplazándose hacia el oeste. Uno de los factores determinantes para que esto suceda es sin dudas la deflación que estaría llevando enormes volúmenes de partículas finas a sotavento y hacia la atmósfera. También podría existir una componente estructural de levantamiento diferencial en la margen este del bajo Slápeliz, que favorecería el desplazamiento del nivel de base hacia el oeste.

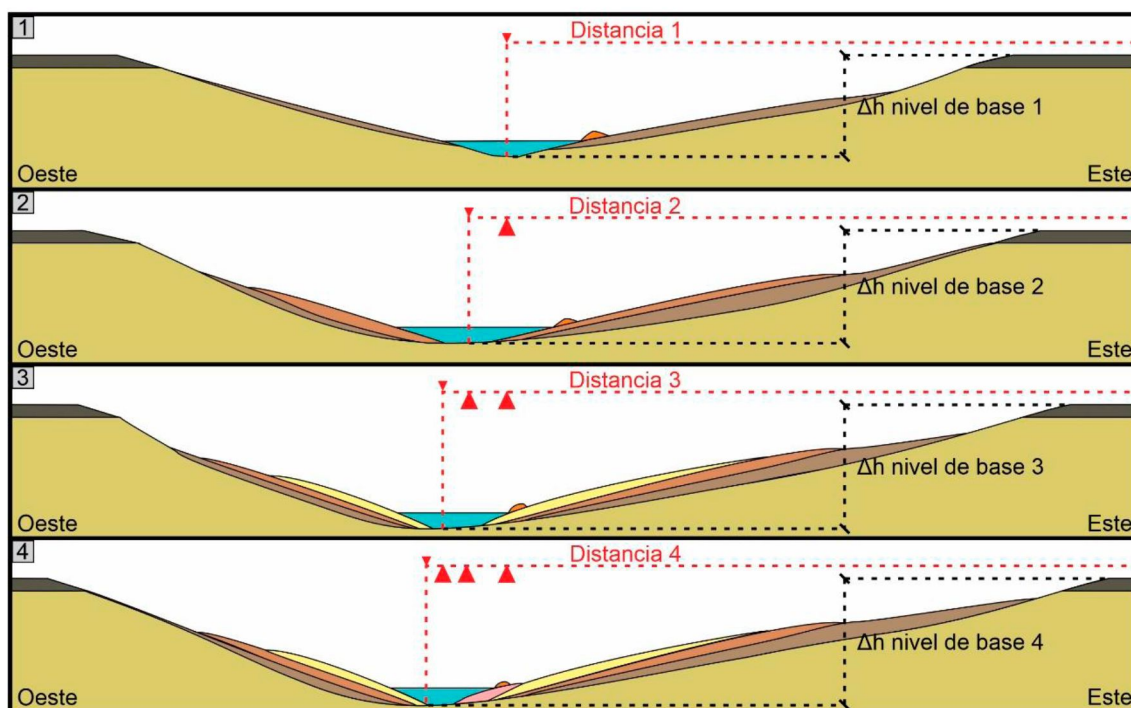


Figura 67. Esquema simplificado de los cuatro probables estadios de profundización del bajo Slápeliz con la disposición de los cuatro niveles de abanicos aluviales reconocidos, con sus posibles lagunas efímeras y cordones lagunares asociados. El modelo no considera variaciones de la línea de costa vinculadas a distintos balances hídricos y diferencias en los paleoclimas.

La evolución topográfica del bajo fue un factor determinante para la activación de fenómenos gravitacionales. La evidencia de eventos de remoción en masa sobre la ladera norte de la depresión obliga a ubicarlos en un contexto espacial y temporal en la historia del bajo Slápeliz, ya que, junto con la escorrentía superficial y la estructura geológica preexistente, tendrían un rol secundario pero indispensable para la formación de los bajos sin salida (Martínez *et al.* 2014). En este sentido, el análisis de los MDE's confeccionados con el VANT permitió determinar que en el extremo norte del cordón lagunar antiguo (CLA) ocupa parte de lo que sería el lóbulo distal del área deslizada. Esto demuestra que el oleaje de la laguna somera que generó el CLA erosionó y retrabajó parte del material que conformaban los bloques deslizados más distales de la escarpa principal (Fig. 68).

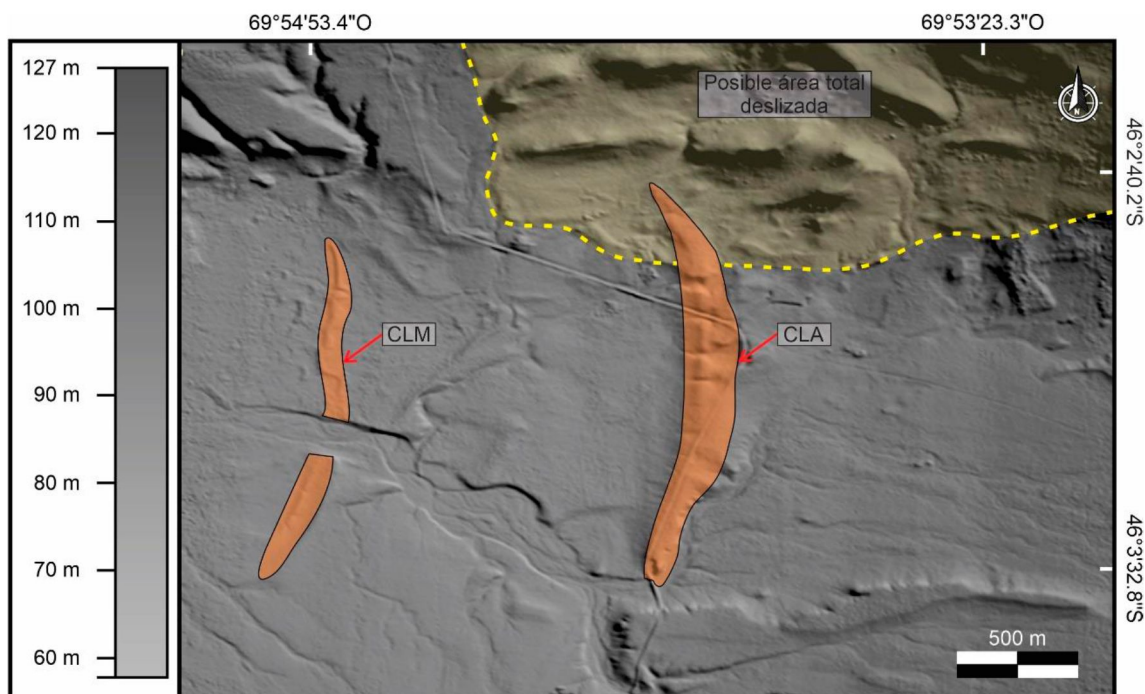


Figura 68. Modelo digital de elevación confeccionado con el VANT donde se puede observar con línea punteada amarilla el área que correspondía a los bloques deslizados. En naranja se reconocen el CLM y el CLA. Este último, está conformado por el retrabajo de los bloques deslizados más distales. La escala vertical tiene como referencia la base de despegue del VANT y las alturas son relativas a dicho punto.

El análisis integrado del escenario geomorfológico actual y las evidencias estratigráficas en el interior del bajo permiten proponer cinco estadios evolutivos desde que el paleoalto comenzó a ser bajo, hasta llegar al estado actual. El primer estadio se define por un área del bajo que sería significativamente menor a la actualidad, con redes de drenaje juveniles poco desarrolladas que formarían los primeros abanicos aluviales (1) y alimentarían de agua a la laguna somera ubicada en la parte más deprimida de la depresión. El nivel de la laguna con cierta estabilidad y los vientos dominantes en sentido oeste-este brindarían las condiciones propicias para la formación de un cordón lagunar. El estadio dos se define por un cambio en el nivel de base del bajo, desplazando la laguna somera hacia el oeste. En este período las redes de drenaje presentarían mayor desarrollo y se formarían nuevos niveles de abanicos aluviales (2), los cuales pueden (o no) haber sepultado relictos de niveles aluviales anteriores como también a cordones lagunares. El estadio tres responde a la profundización e inestabilidad del área que activa la mayor ocurrencia de deslizamientos rotacionales. Estos procesos podrían verse fuertemente influenciados por las condiciones climáticas del momento y el aumento de la pendiente que habría favorecido la inestabilidad de las laderas. Un nuevo cambio en el nivel de base modifica la posición de la laguna y generó un mayor desarrollo de las redes de drenaje y un nuevo nivel de abanicos aluviales (3). El estadio cuatro se caracteriza por la estabilidad

del nivel de la laguna que permitiría la generación de un cordón lagunar al pie del deslizamiento, retrabajando parte del lóbulo distal de los bloques deslizados. En el estadio cinco continúa la profundización, lo cual favorece un mayor desarrollo de las redes de drenaje, un nuevo cambio en el nivel de base donde se desplazaría la laguna hacia el oeste dejando en evidencia el cordón lagunar más antiguo reconocido en el campo. Esta laguna nuevamente debe haber presentado cierta estabilidad en su nivel, permitiendo la formación de un nuevo cordón lagunar, el cual fue reconocido en campo y clasificado como cordón lagunar moderno. El estadio seis o final se define por el bajo Slápeliz tal como lo reconocemos hoy, con un área cercana a los 101 km², un nuevo nivel de abanico aluvial (4) ubicado en la margen oriental con una disposición transicional con la laguna somera actual (Fig. 69). En todos estos ciclos, el tamaño de las lagunas respondería a condiciones paleoclimáticas que habrían definido el balance hídrico del sistema cerrado.

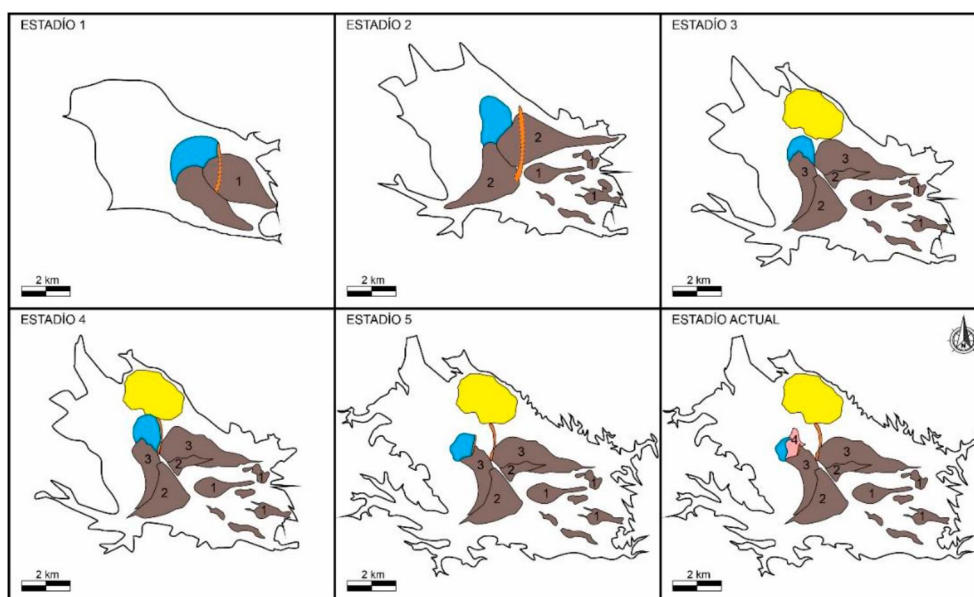


Figura 69. Posibles 6 estadios que mostrarían una evolución en planta del bajo Slápeliz

La geomorfología actual del área de estudio documenta los procesos que han actuado de manera cíclica en los últimos cientos o miles de años. La historia y evolución del bajo sería bastante más compleja de lo que podemos observar en campo. A pesar de que la deflación es el proceso primordial en su formación, se considera que el origen sería multifactorial, con distintas jerarquías de importancia, pero indispensables para su formación. En particular se destacan el paleoclima, la tectónica y los procesos gravitacionales y aluviales. Cada uno de estos factores definen distintos focos de investigación que requieren de nuevas disciplinas, herramientas y tecnológicas que enriquecerían el conocimiento y entendimiento del bajo Slápeliz y de los bajos sin salida en general.

Capítulo 9 – Conclusiones

El presente trabajo aborda la geología y la geomorfología del bajo Slápeliz mediante diferentes metodologías, combinando análisis de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación, morfometría fluvial, relevamiento de campo y análisis granulométrico. A partir de los múltiples resultados se desprenden las siguientes conclusiones:

- El nivel aterrazado del cerro Grande no se correlaciona exactamente con la terraza vinculada a la formación del bajo, sin embargo, su ubicación, relación estratigráfica y contexto regional, permite asignar su datación radiométrica de 2.87 ± 0.68 Ma (Plioceno tardío) como la edad disponible más cercana al inicio del proceso de formación del bajo Slápeliz.
- Las terrazas fluvioglaciares muestran paleoflujo regional hacia el noreste y sureste. Los niveles rotados hacia el oeste documentan deformación tectónica en el ámbito de la Faja Plegada de San Bernardo.
- La gravimetría de la zona de estudio indica que la posición del bajo de Slápeliz coincide en subsuelo con un alto estructural relativo vinculado a fallas de basamento. La correlación entre uno de los lineamientos principales del subsuelo y los bajos alineados que limitan al sur el bajo de Slápeliz y Sa. Del Carril sustenta un lineamiento estructural mayor. Este rasgo respondería a los procesos de inversión tectónica positiva que afectaron la región.
- El predominio de pavimento del desierto tapizando prácticamente la totalidad de las geoformas demuestra que la acción eólica sobre la superficie es un factor determinante en el moldeado del relieve. La disposición trasversal al viento y la presencia de gravas de origen volcánico de hasta 1,5 centímetro de diámetro demuestran que las megaóndulas descritas en el bajo responden a los vientos provenientes del oeste de gran intensidad.
- La presencia de al menos dos cordones lagunares demuestra la existencia de procesos de expansión, estabilidad y contracción lagunar en la parte topográficamente más deprimida del bajo Slápeliz.
- El corrimiento identificado en un corte erosivo desarrollado en sedimentos lagunares, con un rechazo de 30 centímetros, es el primer registro de actividad neotectónica dentro del bajo de Slápeliz.
- En la margen norte del bajo se reconocen evidencias de procesos de remoción en masa. Los bloques deslizados y la escarpa principal del deslizamiento se

encuentran actualmente erosionados por acción hídrica y eólica presentando una cobertura edáfica y vegetal.

- El análisis granulométrico determinó que todas las geoformas, exceptuando las crestas arenosas asociadas a la migración de campos de dunas, cuentan con agregados de partículas conformados por fracciones pelíticas con presencia de carbonatos.
- El promedio de lluvia anual en el bajo Slápeliz para los últimos 60 años es de 167,7 milímetros siendo los meses invernales los más lluviosos. El año de mayor lluvia fue 1987 donde cayeron 305 milímetros y el menos lluvioso fue 1996 con 76,2 milímetros. Desde 1997, existe una tendencia a la concentración de las precipitaciones en eventos puntuales, identificándose una tendencia ascendente que va desde los 19,86 milímetros a 39,68 milímetros diarios para los valores de precipitación diaria más importante de cada año. La precipitación media anual no representa los eventos anuales extremos que modelan el paisaje a partir de la activación de cauces efímeros.
- Se identificaron seis subcuencas dentro del bajo Slápeliz donde todas cumplen con la primera y segunda Ley de Horton. Los parámetros morfométricos determinaron que la relación de circularidad de las seis subcuencas se aproxima al valor que tiene como referencia un cuadrado. La relación de elongación define un dominio de cuencas planas y circulares, mientras que el coeficiente de compacidad indica morfologías variables de oval a rectangular oblonga y semicircular a oval. La densidad de drenaje correspondiente a los parámetros relativos al drenaje demuestra que para las seis subcuencas es moderada/alta.
- Las curvas hipsométricas de las subcuencas evidencian patrones individuales que responden a condiciones particulares en distintas posiciones del sistema endorreico. La morfología sinusoidal de las curvas reconocida en algunas subcuencas indicaría un sistema en equilibrio. La morfología con patrón uniforme y pendiente constante indicaría un mayor poder erosivo. Las integrales hipsométricas demuestran que las subcuencas del bajo Slápeliz no se comportan de igual manera frente al proceso de alzamiento de la superficie y los procesos erosivos.
- La tasa de profundización calculada para el bajo sustenta que el principal mecanismo genético es la deflación, sin embargo, los procesos hídricos y de remoción en masa que afectaron las laderas del bajo favorecieron su expansión

areal. La actividad neotectónica compresiva habría favorecido la inestabilidad de las laderas y la exposición del material.

- El volumen faltante de sedimento estimado es al menos $7,639 \text{ km}^3$, con una tasa de deflación de $2662 \text{ m}^3/\text{año}$ aproximadamente. Teniendo en cuenta que el bajo Slápeliz tiene 160 metros de desnivel, la tasa de profundización es de $0,056 \text{ mm/año}$. Sin embargo, como en la mayoría de los bajos de la Patagonia extraandina su historia evolutiva es compleja debido a la recurrencia de ciclos glaciales e interglaciales. En este sentido, cabe destacar que el proceso de crioclastismo predominante durante los periodos glaciales favorece a los mecanismos de profundización y expansión del bajo.
- La elevada correlación entre los distintos bajos de la zona de estudio sustenta factores de control comparables, más allá de su tamaño y estado evolutivo. De esta forma se plantea una relación geométrica de equilibrio que surge de la interacción entre la deflación, el paleoclima y el levantamiento tectónico.

Agradecimientos

Eternamente agradecido a la educación pública y de calidad, a la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, a la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, al Departamento de Geología y a la cátedra de Geomorfología por permitir desarrollarme académicamente y como persona. Al jurado evaluador por sus valiosas correcciones y sugerencias. A mis directores, el Dr. Alejandro Montes y Dr. José Oscar Allard por sus consejos, su paciencia, su tiempo y energía y brindar generosamente sus conocimientos a lo largo de todo este tiempo. A Reinaldo Slápeliz y a su familia por permitirnos acceder a su campo y brindarnos una impagable hospitalidad. A Silvana Rodríguez, Matías Olivera, Ariel Galleguillo y María Belén Lastra por los aportes para realizar este trabajo. A mi club, Calafate Rugby. A todos los compañeros y docentes que tuve a lo largo de la carrera. A mis amigos de la vida y mis amigos de la carrera que muchas veces fueron y son el sostén en los momentos no tan felices. A mi abuela, a mi abuelo que estoy seguro que donde sea que esté, me está esperando a las 6 de la mañana con la luz prendida para que cuando llegue, esperemos el colectivo juntos. Por último, lo más importante que tengo, a mi familia, papá, mamá y hermano, esto es por y para ustedes. Solo queda decir... gracias.

“Miro para atrás y el camino fue hermoso.”

Bibliografía

- Abd, A. H., Utili, S., 2017. Design of geosynthetic-reinforced slopes in cohesive backfills. *Geotextiles and Geomembranes*, 45(6), 627-641.
- Ackert Jr., R. P., 2009. Palaeoclimate: Patagonian dust machine. *Nature Geoscience*, 2: 244-245.
- Aebly, F. A., S. C. Fritz., 2009. Palaeohydrology of Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord), West Greenland during the last ~8000 years. *The Holocene* 19:91–104. doi:10.1177/0959683608096601.
- Aguirre, M. L., Donato, M., Richiano, S., Farinati, E. A., 2011. Pleistocene and Holocene interglacial molluscan assemblages from Patagonian and Bonaerensian littoral (Argentina, SW Atlantic): palaeobiodiversity and palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308(3-4), 277-292.
- Anderson, R.S., 1987. A theoretical model for aeolian impact ripples: *Sedimentology*, v. 34, p. 943–956, doi: 10.1111/j.1365-3091.1987.tb00814.x.
- Alaska Satellite Facility., 2023. <https://search.asf.alaska.edu/>
- Allard, J. O., Sánchez, F., Rodríguez, A., 2014. Geomorfología tectónica en la sierra de San Bernardo: comparación entre el anticlinal del Codo del Senguer y de Península Baya. XIV Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 454-455. Córdoba.
- Allard, J. O., Foix, N., Clavijo, R., Ferreira, L., Iovine, G., Urrez, N., 2016. Revisión del contexto tectonoestratigráfico de las unidades basales del Grupo Chubut: contrastando modelos regionales. En: Resúmenes Segundas Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge (Eds. Paredes, J. M., Foix, N. y Allard, J. O.), pp. 19-20, Comodoro Rivadavia, Argentina.
- Allard, J. O., Foix, N., Bueti, S. A., Sánchez, F. M., Ferreira, M. L., Atencio, M., 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102405.
- Allard, J. O., Foix, N., Paredes, J. M., Giacosa, R. E., Bueti, S. A., Sánchez, F., M., 2021. Estructura y tectónica de las cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto. In *Geología y recursos naturales de la provincia de Chubut. Relatorio del XXI Congreso Geológico argentino, Asociación Geológica Argentina* (pp. 1238-1292).
- Almonacid, L., Pessacg, N., Diaz, B. G., Bonfili, O., Peri, P. L., 2021. *Nueva base de datos reticulada de precipitación para la provincia de Santa Cruz, Argentina*. Centro Argentino de Meteorólogos (CAM).
- Aref, M. A. M., El-Khoriby, E., Hamdan, M. A., 2002. The role of salt weathering in the origin of the Qattara Depression, Western Desert, Egypt. *Geomorphology*, 45(3-4), 181-195.
- Arvidson, R., Guinness, E., Lee, S., 1979. Differential aeolian redistribution rates on Mars. *Nature*, 278(5704), 533-535.
- Bagnold, R. A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*: London, Chapman and Hall, p. 265.
- Bahía, M. E., Longo, L. M., Ravazzoli, C. L., Scivetti, N., Benedini, L., Marcos, P., Gregori, D. A., 2021. Modeling and structural inversion from gravimetric data of the San Jorge Gulf Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103606.
- Barcat, C., Cortiñas, J. S., Nevistic, V. A., Zucchi, H. E., 1989. Cuenca del Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, 319-345. Universidad Nacional de Tucumán.

- Belloso, E. S., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. *Boletín de Informaciones Petroleras* 44: 50-83, Buenos Aires.
- Belloso, E. S., 1998. Depósitos progradantes de la Formación Santa Cruz, Mioceno de la cuenca San Jorge. VII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 110-111, Salta.
- Belloso, E. S., 2010b. Loessic and fluvial sedimentation in Sarmiento Formation pyroclastics, middle Cenozoic of Central Patagonia. En: Madden, R., Carlini A., Vucetich, M. y Kay, R. (Eds.), *The Paleontology of Gran Barranca. Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia*. Cambridge University Press, UK: 278-292.
- Belloso, E. S., Jalfin, G. A., 1996. Sedimentación en la planicie costera santacrucense-superpatagoniana (Mioceno inferior-medio, cuenca San Jorge). VI Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 181-186, Bahía Blanca.
- Belloso, E. S., Krause, J. M., 2014. Onset of the middle Eocene global cooling and expansion of openvegetation habitats in central Patagonia. *Andean Geology* 41 (1): 29-48. DOI:10.5027/andgeoV41n1-a02.
- Berndt, C., Haberlandt, U., 2018. Spatial interpolation of climate variables in Northern Germany-Influence of temporal resolution and network density. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 15, 184-202.
- Bianchi, E., Villalba, R., Viale, M., Couvreur, F., Marticorena, R., 2016. New precipitation and temperature grids for northern Patagonia: Advances in relation to global climate grids. *Journal of Meteorological Research*, 30(1), 38-52.
- Blair, T. C., McPherson, J. G., 1994. Alluvial fan processes and forms. In *Geomorphology of desert environments* (pp. 354-402). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, C. P., Idleman, B. y Zeitler, P. K., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene Surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230(1-2): 125-142.
- Bockheim, J., Coronato, A., Rabassa, J., Ercolano, B., Ponce, J., 2009. Relict sand wedges in southern Patagonia and their stratigraphic and paleo-environmental significance. *Quaternary Science Reviews*, 28(13-14), 1188-1199.
- Bouza, P. J., 2012. Génesis de las acumulaciones de carbonatos en Aridisoles Nordpatagónicos: su significado paleopedológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(2), 0-0.
- Bouza, P. J., Del Valle, H., 2014. Capítulo 8: Propiedades y génesis de las acumulaciones de carbonatos en Aridisoles del centro-este del Chubut. *Suelos con acumulaciones calcáreas y yesíficas. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo, Buenos Aires, Argentina*, 199-219.
- Bouza, P. J., Simón, M., Aguilar, J., Del Valle, H., Rostagno, M., 2007. Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina. *Geoderma*, 139(1-2), 38-50.
- Brewer, R., 1976. Fabric and mineral analysis of soils. Robert E. *Kreiger, New York pp.* 482.
- Bridge, J. S., 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited: SEPM Special Publication*, 84, pp. 85–170.
- Bristow, C. S., Drake, N., Armitage, S., 2009. Deflation in the dustiest place on Earth: the Bodélé Depression, Chad. *Geomorphology*, 105(1-2), 50-58.
- Brock, E. J., Twidale, C. R., 2011. JT Jutson and the work of the wind in shaping the landscape. *Geographical Research*, 49(1), 47-58.

- Bruni, S., 2007. The Cenozoic back-arc magmatism of Central Patagonia (44°-46° S): activation of different mantle domains in space and time. Tesis Doctoral, Università di Pisa, pp. 159, Pisa.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S., 2011. Tectonic Geomorphology. John Wiley and Sons.
- Camacho, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 253-279.
- Campos Aranda, D., 1992. Procesos del Ciclo Hidrológico. San Luis de Potosí: Editorial Universitaria Potosina.
- Casanova, J. A., Montes, A., Foix, N., Luna, M. 2022. Megaóndulas gravosas de origen eólico en Rocas Coloradas, Chubut, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (CGA). Puerto Madryn. Pp. 991-992.
- Césari, O., Simeoni, A., 1994. Planicies fluvio-glaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia Central, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil*, 1993 (1/2): pp. 155-163. Stuttgart.
- Cevallos, M. F., Villar, H. J., 2016. Análisis del sistema petrolero en el área anticlinal Aguada bandera. En: Resúmenes Segundas Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge (Eds. Paredes, J. M., Foix, N. y Allard, J. O.), pp. 29-30, Comodoro Rivadavia, Argentina.
- Charlton, R., 2007. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P., 2006. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, Teresa; Gibbons, Wes, eds. *Geology of Chile*. Geological Society of London. pp. 21-114.
- Cobos, J. C., Panza, J. L., 2003. Hoja Geológica 4769-1 EL PLUMA. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 309, p. 89. Buenos Aires.
- Collinson, J., Mountney, N., Thompson, D., 2006. Sedimentary Structures (3rd). In *Terra, England* (pp. 1-292).
- Colombo, F., Arche, A., 2010. Abanicos aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (A. Arche; editor). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 131-183.
- Corbel, J., 1964. L'érosion terrestre, étude quantitative (Méthodes-Techniques-Résultats). In *Annales de géographie* (Vol. 73, No. 398, pp. 385-412). Armand Colin.
- Coronato, A., Ponce, J. F., Quiroga, D., Gogorza, C., 2017. Caracterización geológica y geomorfológica de la cuenca de la Laguna Carmen (Estepa Fueguina, Argentina) y su registro sedimentario durante el Holoceno tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (2), 263–273.
- Dávila, F. M., Lithgow-Bertelloni, C., 2013. Dynamic topography in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 127-144.
- Darwin, C., Sowerby, G. B., Lonsdale, W., Forbes, E., 1876. *Geological Observations on the Volcanic Islands and Parts of South America Visited During the Voyage of HMS'Beagle.'* Smith, Elder, & Company.
- De Deckker, P., Moros, M., Perner, K., Jansen, E., 2012. Influence of the tropics and southern westerlies on glacial interhemispheric asymmetry. *Nature Geoscience*, 5(4), 266-269.
- De Silva, S. L., Bailey, J. E., Mandt, K. E., Viramonte, J. M., 2010. Yardangs in terrestrial ignimbrites: Synergistic remote and field observations on Earth with applications to Mars. *Planetary and Space Science*, 58(4), 459-471.
- Del Valle, H., Beltramone, C., 1987. Morfología de las acumulaciones calcáreas en algunos paleosuelos de Patagonia Oriental (Chubut). *Ciencia del Suelo*, 5(1), 77-87.

- Delgadillo, A., Páez, G., 2008. Aspectos hidrológicos, subcuencas susceptibles a crecidas, escenarios de riesgo. Plan de desarrollo urbano del Municipio Antonio Pinto Salinas, bajo el enfoque de gestión del riesgo. Caracterización del riesgo de la cuenca del valle Mocoties. Mérida: FUNDAPRIS.
- Díaz, M. A. R., Bermúdez, F. L., 1987. Morfometría de redes fluviales: revisión crítica de los parámetros más utilizados y aplicación al alto guadalquivir. *Papeles de geografía*, (12).
- Ding, X., Dávila, F. M., Lithgow-Bertelloni, C., 2023. Mechanisms of subsidence and uplift of Southern Patagonia and offshore basins during slab window formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(5), e2022GC010844.
- Dunne, T., Aubry, B. F., 1986. Evaluation of Horton's theory of sheetwash and rill erosion on basis of field experiments. En: Abrahams, A.D. (eEd.): Hillslope Processes. Allen and Unwin. Boston, 31-53.
- Ellison, W. D., 1944. Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering*, 25, 131-136, 181-182.
- Escosteguy, L. D., Dal Molin, C. N., Franchi, M., Geuna, S. E., Lapido, O. R., 2003. Hoja Geológica 4772-II Lago Buenos Aires.
- Fernández Torres, R., 2006. Evaluación espacial de procesos erosivos y su influencia sobre el corredor de Comercio Las Lleñas. VI Región del Libertador Gral. Bernardo O'higgins.
- Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Vol.1, Buenos Aires pp. 334.
- Feruglio, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomos 1, 2 y 3: pp. 1003. Buenos Aires.
- Fidalgo, F., Riggi, J. C., 1965. Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores. Santa Cruz. Instituto Nacional de Geología y Minería.
- Fidalgo, F., Riggi, J. C., 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(4), 430-443.
- Fidalgo, F., 1972. Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz. In *V Congreso Geológico Argentino, celebrado en Córdoba. Actas* (Vol. 5, pp. 123-137).
- Figari, E., García, D. G., 2018. Modelos analógicos superficie subsuelo para el Chubutiano Inferior de las cuencas de Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge, Argentina. In *X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Sesiones Generales* (pp. 669-688).
- Figari, E., Strelkov, E. E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., Villar, H., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 16, pp. 54-90.
- Fitzgerald, M. G., Mitchum Jr., R. M., Uliana, M. A., Biddle, K. T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 74:879-920.
- Foix, N., Allard, J. O., Paredes, J. M., Rodríguez, A., Sánchez, F., 2015. La faja plegada de San Bernardo: controles en su posición, orientación y variaciones en su expresión topográfica en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Abstracts 16° Reunión de Tectónica, General Roca*, pp. 132-133.
- Foix, N., Ocampo, M. S., 2019. Nuevas evidencias de neotectónica en la Faja Plegada de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina. VII Jornadas de las Ciencias de la Tierra Dr. Eduardo Musacchio. EDUPA, pp. 16-17. Comodoro Rivadavia.

- Foix, N., Krause, J. M., Bellosi, E., Raigemborn, M. S., 2021. Sedimentitas Paleógenas y Neógenas del margen Atlántico. In *Geología y recursos naturales de la provincia de Chubut. Relatorio del XXI Congreso Geológico argentino, Asociación Geológica Argentina* (pp. 489-521).
- Folguera, A., Ramos, V. A., 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37-46 S). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(1-2), 81-93.
- Folguera, A., Paz, L. F., Iannelli, S., Navarrete, C., Echaurren, A., Gianni, G., Butler, K., L., Horton, B., K., Litvak, V., Encimas, A., Orts, D., 2020. The origin of the San Jorge Gulf Basin in the context of the Mesozoic-Cenozoic evolution of Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102422.
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research*, 27(1), 3-26.
- Fournier, F., 1960. Climat et Erosion: La Relation entre l'Erosion du Sol par l'Eau et les Précipitations Atmosphériques. Presses Universitaires de France. Paris, pp. 201.
- Francis, C. F., Thornes, J. B., 1990. Runoff hydrographs from three Mediterranean vegetation cover types. *Vegetation and erosion. Processes and environments.*, 363-384.
- Frengüelli, J., 1957. Neozoico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 2 (3), p. 218.
- Gaiero, D. M., Brunet, F., Probst, J., Depetris, P. J., 2007. A uniform isotopic and chemical signature of dust exported from Patagonia: Rock sources and occurrence in southern environments. *Chemical Geology*, 238 (1-2): 107-120.
- Garreaud, R., López, P., Minvielle, M., Rojas, M., 2013. Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215-230.
- Gaspari, F. J., Vagaría, A. M. R., Senisterra, G. E., Denegri, G. A., Delgado, M. I., Besteiro, S. I., 2012. Caracterización morfométrica de la cuenca alta del río Sauce Grande, Buenos Aires, Argentina. *AUGMDomus*, 4, 143-158.
- Genge, M., Derycke, A., Gautheron, C., Zattin, M., Witt, C., Mazzoli, S., Quidelleur, X., 2021. Tectono-thermal history of the intraplate San Bernardo fold and thrust belt in central Patagonia inferred by low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103333.
- Genge, M. C., Zattin, M., Witt, C., Derycke, A., Gautheron, C., Mazzoli, S., M., Petrelli, M., Cogné, N., Bosch, D., Bruguier, O., Márquez, M. 2022. Denudation of the Cordillera and intraplate belt in central Patagonia inferred by detrital multi-dating of foreland basin deposits. *Sedimentary Geology*, 440, 106237.
- Giacosa, R. E., González, P. D., Bilmes, A., Hernando, I., Orts, D. L., 2021. Estructura y tectónica del Macizo Nordpatagónico, Precordillera Patagónica y Cordillera Patagónica Septentrional en Chubut. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut. Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino* (pp. 1203-1237).
- Gianni, G. M., 2016. Evolución tectónica de los Bernárdides entre los 44°30'S y los 46°. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inérita), p. 194, Buenos Aires.
- Gianni, G.M., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, A., Encimas, A., García, H. P. A., Dal Molin, C., Valencia, V. A., 2017. Cenozoic intraplate tectonics in Central Patagonia: Record of main Andean phases in a weak upper plate. *Tectonophysics* 721, pp. 151-166.
- Gianni, G. M., Likerman, J., Navarrete, C., Echaurren, A., Butler, K., Folguera, A., 2021. Antepaís Fragmentado Patagónico: control estructural previo, mecanismos de deformación y sedimentación sintectónica. In *Geología y Recursos Naturales de la*

- Provincia del Chubut. Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino* (pp. 1293-1314).
- González Díaz, E. F., Di Tommaso, I. 2013. La depresión del "bajo" del diablo"(NE del Chubut): Una propuesta geomórfica acerca de su origen y su evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(2), 279-290.
- Golombek, M. P., Bridges, N. T., 2000. Erosion rates on Mars and implications for climate change: Constraints from the Pathfinder landing site. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E1), 1841-1853.
- Golombek, M. P., Grant, J. A., Crumpler, L. S., Greeley, R., Arvidson, R. E., Bell III, J. F., Weitz, C. M., Sullivan, R., Christensen, P. R., Soderblom, L. A., Squyres, S. W., 2006. Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E12).
- Google Earth Pro., 2023. <http://earth.google.com>
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernández, M. I., Panza, J. L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16(1), 1-17.
- Goudie, A. S., 2012. Charles Rollin Keyes and extravagant aeoliation. *Aeolian Research*, 4, 51-53.
- Goudie, A. S., 2013. *Arid and semi-arid geomorphology*. Cambridge university press.
- Guillaume, B., 2008. Evolution Cénozoïque des Andes méridionales: approche morphotectonique, géochronologique et apports de la modélisation analogique (Doctoral dissertation, Université Paul Sabatier-Toulouse III).
- Gutiérrez, F., Valero-Garcés, B., Desir, G., González-Sampériz, P., Gutiérrez, M., Linares, R., Zarroca, A., Moreno, A., Guerrero, J., Roqué, C., Arnold, L. J., Demuro, M., 2013. Late Holocene evolution of playa lakes in the central Ebro depression based on geophysical surveys and morpho-stratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology*, 196, 177-197.
- Gutiérrez Elorza, M., 2006. Erosión e influencia del cambio climático. *Rev. C G*, 20, 45-59.
- Gutiérrez Elorza, M., 2008. *Geomorfología: Madrid*, Pearson/Prentice Hall, 920 pp.
- Haller, M. J., Massaferró, G. I., Alric, V. I., Navarrete, C. R., Menegatti, N., 2020. Cenozoic intraplate magmatism of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102650.
- Haller, M. J., Massaferró, G. I., Alric, V. I., Navarrete, C. R., Menegatti, N., 2021. Magmatismo básico cenozoico del centro sur del Chubut. In *Geología y recursos naturales de la provincia de Chubut. Relatorio del XXI Congreso Geológico argentino, Asociación Geológica Argentina* (pp. 457-488).
- Hein, A. S., Hulton, N. R. J., Dunai, T. J., Schnabel, C., Kaplan, M. R., Naylor, M., Xu, S., 2009. Middle Pleistocene glaciation in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. *Earth Planet Sci. Lett.* 286 (1-2), 184-197. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.026>.
- Heindel, R. C., Chipman, J. W., Dietrich, J. T., Virginia, R. A., 2018. Quantifying rates of soil deflation with Structure-from-Motion photogrammetry in west Greenland. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 50(1), S100012.
- Hergarten, S., Robl, J., Stüwe, K., 2014. Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 97-104.
- Hernández, M. A., González, N., Hernández, L., 2008. Late Cenozoic geohydrology of extra-Andean Patagonia, Argentina. *Developments in Quaternary Sciences* 11: 497-509.

- Homovic, J. F., Conforto, G. A., Lafourcade, P. A., Chelotti, L. A., 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentine: an example of tectonic inversion. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), Basin Inversion. Geological Society. vol. 88. Special Publication, pp. 235–248.
- Horton, R. E., 1932. Drainage-basin characteristics. *Transactions, American geophysical union*, 13(1), 350-361.
- Iriondo, M., 2000. Patagonian dust in Antarctica. *Quaternary International*, 68-71: 83-86.
- Isenberg, O., Yizhaq, H., Tsoar, H., Wenkart, R., Karnieli, A., Kok, J. F., Katra, I., 2011. Megaripple flattening due to strong winds. *Geomorphology*, 131(3-4), 69-84.
- Iturraspe, R. J., Urciuolo, A. B., 2002. Ciclos deficitarios en el régimen de sistemas lagunares de la estepa fueguina. In *Congreso Nacional del Agua* (No. 19).
- Kales G., Pascual M., Flaherty S., Liberoff A-, García-Asorey M., Brandizi L., Pessac N., 2019. Ecos de la tormenta de Comodoro Rivadavia en el Valle Inferior del Río Chubut. Aporte de sedimentos al RíoChubut desde la cuenca del Río Chico. Chapter 22 in Comodoro Rivadavia y la catástrofe de 2017. Visiones múltiples para una ciudad en riesgo, UNPSJB.
- Kaplan, M. R., Douglass, D. C., Singer, B. S., Ackert, R. P., Caffee, M. W., 2005. Cosmogenic nuclide chronology of pre-last glaciation maximum moraines at Lago Buenos Aires, 461S, Argentina. *Quaternary Research* 63, 301–315.
- Kapp, P., Pelletier, J. D., Rohrmann, A., Heermance, R., Russell, J., Ding, L., 2011. Wind erosion in the Qaidam basin, central Asia: implications for tectonics, paleoclimate, and the source of the Loess Plateau. *GSA Today*, 21(4/5), 4-10.
- Langbein, W. B., Schumm, S. A., 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 39(6), 1076-1084.
- Lehmann, A., Zheng, W., Ryo, M., Soutschek, K., Roy, J., Rongstock, R., Maaß, S., Rillig, M. C., 2020. Fungal traits important for soil aggregation. *Frontiers in microbiology*, 10, 2904.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., Miller, J. P., 1964. Fluvial processes in geomorphology, W. H. Freeman, San Francisco, EUA.
- Litvak, V., Forguera, A., Ramos, V. A., 2009. La expansión hacia el antepaís del arco volcánico mioceno al sur de la provincia de Mendoza, Andes Centrales del Sur. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 12).
- Longobardi, A., Villani, P., Grayson, R. B., Western, A. W., 2003. On the relationship between runoff coefficient and catchment initial conditions. In *Proceedings of MODSIM* (pp. 867-872).
- Magneres, I., 2016. Mastersizer 2000E. *La Lupa. Colección fueguina de divulgación científica*, (9), 34-34.
- Markgraf, V., Bradbury, J. P., Schwalb, A., Burns, S. J., Stern, C., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F. S., Stine, S., Maidana, N. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene*, 13(4), 581-591.
- Martínez, O. A., 2011. Una revisión y actualización del conocimiento sobre el origen y la edad de los “bajos sin salida” en la Patagonia Extrandina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas CD, pp.1227-1228. Neuquén.
- Martínez, O. A., 2012. Los bajos sin salida del centro-norte de Patagonia y su relación con los ciclos climáticos del Cenozoico superior. In *V Congreso Argentino del Cuaternario y Geomorfología. Río Cuarto, Córdoba* (pp. 175-185).
- Martínez, O., Coronato, A., 2008. The Late Cenozoic fluvial deposits of Argentine Patagonia. En: *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Series*

- Developments in Quaternary Sciences 11J*, (J. Rabassa, Ed.). Elsevier Publisher, Amsterdam, 205-226.
- Martínez, O. A., Kutschker, A., 2011. The ‘Rodados Patagónicos’ (Patagonian shingle formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. *Biol. J. Linn. Soc.* 103 (2), 336–345.
- Martínez, O., Rabassa, J. y Coronato, A., 2009. Charles Darwin and the first scientific observations on the Patagonian Shingle Formation (Rodados Patagónicos). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 64 (1): 90-100.
- Martínez, O. A., González, M., Toppazzini, M., Kutschker, A., 2014. Mantos de grava y evolución del paisaje en el suroeste de la provincia del Chubut (Argentina), desde el Mioceno hasta el presente. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(2): 39-50.
- Massaferro, G. I., Haller, M. J., Dostal, J., Pécskay, Z., Prez, H., Meister, C., Alric, V., 2014. Possible sources for monogenetic Pliocene–Quaternary basaltic volcanism in northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 29-42.
- McMillan, M., Schoenbohm, L. M., 2020. Large-scale cenozoic wind erosion in the puna plateau: the salina del fraile depression. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(9), e2020JF005682.
- Menegatti, N. D., Massaferro, G. I., Fernández, M. I., Giacosa, R. E., 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapí, cuenca del golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(4), 484-499.
- Methol, E. J., 1967. Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncura, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los “pequeños bajos sin salida”. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4: 295-311.
- Miall, A., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer eds. p. 582.
- Miall, A. D., 2014. *Fluvial depositional systems*. Cham: Springer International Publishing. (Vol. 14, p. 316).
- Michalowski, R. L., 2013. Stability assessment of slopes with cracks using limit analysis. *Canadian Geotechnical Journal*, 50(10), 1011-1021.
- Milana, J. P., 2009. Largest wind ripples on Earth?: *Geology*, v. 37, pp. 343–346, doi: 10.1130/G25382A.1.
- Milana, J. P., Forman, S., Kröhling, D., 2010. The largest wind ripples on earth: REPLY. *Geology*, 38(9), e219-e220.
- Miller, M., Marino, J., 2019. New insights from the Neocomian basins in the West of Chubut and Santa Cruz provinces, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102255.
- Montes, A., Gaiero, D., 2017. Hydrographic evolution and dust-storms; the Colhué Huapi lake case study (45°S, Patagonia, Argentina). En: *International Conference on High Latitude and Cold Climate Dust*. 22-25 May, 2017. University of Iceland, Reykjavik. (doi: 10.13140/RG.2.2.20308.91526)
- Montes, A., Rodríguez, S., San Martín, C., Allard, J. O., 2015. Migración de campos de dunas en cañadones costeros de Patagonia. *Geomorfología e implicaciones paleoclimáticas*. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(2): 65-76.
- Montes, A., Rodríguez, S. S., Domínguez, C. E., 2017. Geomorphology context and characterization of dunefields developed by the southern westerlies at drying Colhué Huapi shallow lake, Patagonia, Argentina. *Aeolian Research*, 28:58-70. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2017.08.001>.

- Montes, A., Santiago, F. C., Salemme, M. C., López, R., 2020. Late Pleistocene and Holocene geomorphologic evolution of Laguna Las Vueltas area, Tierra del Fuego (Argentina).
- Montes, A., Paredes, J. M., Gaiero, D. M., Martínez, O. Coronato, A. Reato, A., 2024. Procesos, geofomas y sedimentos eólicos. En prensa.
- Moreno, P. I., François, J. P., Villa-Martínez, R. P., Moy, C. M., 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 28(1-2), 25-38.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En G.E. Ericksen, M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90.
- Nutz, A., Schuster, M., Boës, X., Rubino, J. L., 2017. Orbitally-driven evolution of Lake Turkana (Turkana Depression, Kenya, EARS) between 1.95 and 1.72 Ma: A sequence stratigraphy perspective. *Journal of African Earth Sciences*, 125, 230-243.
- Ocampo, M.S., Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., 2015. Geomorfología tectónica en el Cañadón Matasiete, Sierra de San Bernardo (Chubut). XVI Reunión de Tectónica, pp. 204-205. General Roca.
- Ocampo, S. M., Foix, N. y Paredes, J. M., 2019. Las huellas del agua. En J. M. Paredes (Comp.), Comodoro Rivadavia y la catástrofe de 2017. Visiones múltiples para una ciudad en riesgo (pp. 261-270). Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco.
- Oporto Romero, F. E., Paredes, J. M., 2022. Arquitectura estratigráfica de sistemas eólicos-fluviales: un ejemplo de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) en la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 79(1).
- Ori, G. G., Diachille, G., Komatsu, G., Marinangeli, L., Rossi, A. P., 2007. River morphologies and palaeodrainages of western Africa (Sahara and Sahel) during humid climatic conditions. *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*, 519-533.
- Ortiz Vera, O., 2004. Evaluación hidrológica. *Revista Hidrored*, 2-7.
- Palmer, B. A., Purves, A. M., Donoghue, S. L., 1993. Controls on accumulation of a volcanoclastic fan, Ruapehu composite volcano, New Zealand. *Bulletin of volcanology*, 55, 176-189.
- Panigatti, J. L., 2010. Argentina: 200 años, 200 suelos (No. P32 INTA 18474 y CD 67). *Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca, Buenos Aires (Argentina)*.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Paredes, J. M., 2019. (Compilador) Comodoro Rivadavia y la catástrofe de 2017: visiones múltiples para una ciudad en riesgo. *Editorial Universitaria de la Patagonia*, 307 p., Comodoro Rivadavia.
- Paredes, J. M., Azpiroz, G., Foix, N., 2006. Tertiary tectonics and sedimentation in the Cerro Piedra Oil Field Golfo San Jorge Basin, Argentina. XI Reunión Argentina de Sedimentología y IV Congreso Latinoamericano de sedimentología Actas: 163, San Carlos de Bariloche.
- Paredes, J. M., Ocampo, S. M., Foix, N., Olazábal, S. X., Fernández, M. A., Montes, A., Castro, I., Maza, W., Allard, J. O., Rodríguez, S. S., San Martín, C., Simeoni, A., Mendos, G., Quagliano, J. A., Turra, J. M., Maino, J., Sánchez, F. y Valle, M. N. 2017. Sistemas fluviales efímeros e inundaciones repentinas de la ciudad de Comodoro Rivadavia: causas, procesos y mitigaciones. Informe Técnico FCNyCS. UNPSJB, 1-44, Comodoro Rivadavia.

- Paredes, J. M., Ocampo, S. M., Foix, N., Olazábal, S. X., Valle, M. N., Allard, J. O., 2020. Precipitaciones extremas e inundaciones repentinas en ambiente semiárido: impactos del evento de marzo-abril de 2017 en Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(2): 294-316.
- Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O. E., Golluscio, R. A., 1998. The climate of Patagonia general patterns and controls on biotic processes. *Ecología austral*, 8(02).
- Pécsi, M., 1990. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary international*, 7, 1-21.
- Peña Llopis, J., 2007. Efectos ecológicos de los cambios de coberturas y usos del suelo en lamarina baixa (Alicante). (Tesis de doctorado). Departamento de Ecología, Universidad de Alicante, Alicante. España.
- Perkins, M. E., Fleagle, J. G., Heizler, M. T., Nash, B., Bown, T. M., Tauber, A. A., Dozo, M. T., 2012. Tephrochronology of the Miocene Santa Cruz and Pinturas Formations, Argentina. En: Vizcaíno, S.F., Kay, R.F y Bargo, M.S. (Eds.), Early Miocene Paleobiology in Patagonia. High-Latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation, Cambridge University Press: 23-40.
- Pihlap, E., Steffens, M., Kögel-Knabner, I., 2021. Initial soil aggregate formation and stabilisation in soils developed from calcareous loess. *Geoderma*, 385, 114854.
- Porta Casanellas, J., López-Acevedo Reguerín, M., Roquero de Laburu, C., 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Madrid, España: Mundi-Prensa.
- Pullen, A., Kapp, P., Chen, N., 2018. Development of stratigraphically controlled, eolian-modified unconsolidated gravel surfaces and yardang fields in the wind-eroded Hami Basin, northwestern China. *Bulletin*, 130(3-4), 630-648.
- Rabassa, J., 2008. Late cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in quaternary sciences*, 11, 151-204.
- Rabassa, J., Coronato, A., 2009. Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego during the Ensenadan stage/age (early Pleistocene–earliest middle Pleistocene). *Quaternary International*, 210(1-2), 18-36.
- Rabassa, J., Coronato, A. M., Martínez, O. A., 2011. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biol. J. Linn. Soc.* 103 (2), 316-335. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.2011.01681.x>.
- Ramos, V. A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(1), 23-49.
- Ramos, V. A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96.
- Ramos, V. A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*, 204, 31-65.
- Ramos, V. A., 2015. Evolución de la Cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(1), 12-20.
- Reato, A., Martínez, O. A., Beilinson, E., Cottescu, A., Barendregt, R. W., Clague, J. J., 2021. Late cenozoic geology and geomorphology of the Laguna de Agnia Area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103257.
- Retallack, G. J., 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. *Factors of soil formation: A fiftieth anniversary retrospective*, 33, 31-64.
- Revil, A., Glover, P. W. J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones, and clays. *Geophysical research letters*, 25(5), 691-694.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C., Miller, J. R., 2002. Process geomorphology wavel and press. *Long Grove, IL*, p. 560.

- Rohrmann, A., Heermance, R., Kapp, P., Cai, F., 2013. Wind as the primary driver of erosion in the Qaidam Basin, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 1-10.
- Ruiz, P. M., Montes, A., Allard, J. O., 2022. Origen del bajo Slápeliz, Patagonia Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (CGA). Puerto Madryn. Pp. 167-168.
- Saarenketo, T., 1998. Electrical properties of water in clay and silty soils. *Journal of applied geophysics*, 40(1-3), 73-88.
- Sánchez, F.M. y Allard J.O., 2018. Geomorfología tectónica del anticlinal de Papelía, Faja Plegada de San Bernardo (Cuenca del Golfo San Jorge). VI Jornadas de las Ciencias de la Tierra Dr. Eduardo Musacchio. EDUPA, pp. 49-50. Comodoro Rivadavia.
- Salze, M., Martinod, J., Guillaume, B., Kermarrec, J. J., Ghiglione, M. C., Sue, C., 2018. Trench-parallel spreading ridge subduction and its consequences for the geological evolution of the overriding plate: Insights from analogue models and comparison with the Neogene subduction beneath Patagonia. *Tectonophysics*, 737, 27-39.
- Savat, J., Poesen, J., 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash: Part I The calculation of absolute data on detachability and transportability. *Catena*, 8(1), 1-17.
- Schumm, S. A., 1977. The fluvial System. John Wiley & Sons., New York, 338 p.
- Sciotto, J. C., 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. En Congreso Geológico Argentino (Vol. 8, No. 1981, pp. 203-219).
- Scordo, F., Seitz, C., Melo, W. D., Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E., 2018. Assessment of geomorphological and hydrological changes produced by Pleistocene glaciations in a Patagonian basin. *Journal of South American Earth Sciences* 83, 195–209.
- Selley, R. C., 1970. Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device. *Quarterly Journal of The Geological Society, London* 125:557-558.
- Sgrosso, P., 1933. Notas sobre las salinas de Gran Bajo del Gualicho en el Territorio Nacional de Río Negro. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Carpeta N°32, inédito.
- Smith, D. G., 1986. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology*, 46(3-4), 177-196.
- Simeoni, A., 2008. Mesetas y bajos de la Patagonia central extraandina. La inversión del relieve. En: Sitios de interés geológico de la República Argentina, SEGEMAR, Anales N°46. pp. 729–745.
- Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., Deneff, K., 2004. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil and tillage research*, 79(1), 7-31.
- Somoza, R., Ghidella, M. E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152–163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.003>
- Strahler A. N., 1952. Hypsometric area-altitude analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America* 63: 1117-1142.
- Strahler, A. N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Strom, R. G., 1993. Parabolic features and the erosion rate on Venus. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 24).
- Summerfield, M. A., 1991. Sub-aerial denudation of passive margins: regional elevation versus local relief models. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 460-469.

- Tabor, N. J., Myers, T. S., Michel, L. A., 2017. Sedimentologist's guide for recognition, description, and classification of paleosols. In *Terrestrial depositional systems* (pp. 165-208). Elsevier.
- Tang, L., Zhao, Z., Luo, Z., Sun, Y., 2019. What is the role of tensile cracks in cohesive slopes?. *Journal of rock mechanics and geotechnical engineering*, 11(2), 314-324.
- Te, C. V., 1994. HIDROLOGIA APLICADA/Ven Te Chow, David R. Maidment, Larry W. Mays; tr. Juan G. Saldarriaga (No. GB661. 2 C55.).
- Terzaghi, K., 1943. *Theoretical soil mechanics*. New York: John Wiley & Sons.
- Tisdall, J. M., Oades, J. M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of soil science*, 33(2), 141-163.
- Tobal, J. E., Morabito, E. G., Terrizzano, C. M., Zech, R., Colavitto, B., Struck, J., Christl, M., Ghiglione, M. C., 2021. Quaternary landscape evolution of patagonia at the Chilean Triple Junction: Climate and tectonic forcings. *Quaternary Science Reviews* 261: 106960.
- Toggweiler, J. R., 2009. Shifting westerlies. *Science*, 323(5920), 1434-1435.
- Torri, D., Sfalanga, M., Del Sette, M., 1987. Splash detachment: runoff depth and soil cohesion. *Catena*, 14(1-3), 149-155.
- Tripaldi, A., 2001. Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos: su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales).
- Tripaldi, A., Limarino, C. O., 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 15(1), 43-66.
- Trombotto, D., 2002. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. *South African Journal of Science*, 98(3), 171-180.
- Trombotto Liaudat, D., Wainstein, P., Arenson, L. U., 2014. Guía Terminológica de la Geociología Sudamericana. *Buenos Aires: Vazquez Mazzini*.
- Tucker, G. E., Catani, F., Rinaldo, A., Bras, R. L., 2001. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology*, 36(3-4), 187-202.
- United States Geological Survey., 2023. <https://earthexplorer.usgs.gov/>
- Valenzuela, A. S., de Saint Blanquat, M., Herve, F., Polve, M., Morata, D., De Parseval, P., Benoit, M., 2021. Geochemistry of Cenozoic plutonic rocks in the extra-Andean southern Patagonia as evidence for a magmatic arc migration process. *Andean Geology*, 48(3), 359-402.
- Vargas, M., Rothis, M., Esper Angillieri, M. Y., Perucca, L., Vargas, N., 2020. Análisis morfométrico y morfotectónico de dos cuencas fluviales intermontanas colineales y opuestas de la Precordillera, Andes Centrales de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1).
- Vepraskas, M.J., 2015. Redoximorphic Features for Identifying Aquic Conditions. Technical Bulletin 301, North Carolina Agricultural Research Service, Raleigh, 33 p.
- Vepraskas, M. J., Lindbo, D. L., Stolt, M. H., 2018. Redoximorphic features. In *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths* (pp. 425-445). Elsevier.
- Virto, I., Gartzia-Bengoetxea, N., Fernández-Ugalde, O., 2011. Role of organic matter and carbonates in soil aggregation estimated using laser diffractometry. *Pedosphere*, 21(5), 566-572.
- Virto, I., Fernández-Ugalde, O., Barré, P., Imaz, M. J., Enrique, A., Bescansa, P., Poch, R. M., 2013. Análisis micromorfológico de la influencia de la composición mineral

- del suelo sobre la agregación a corto plazo en suelos semiáridos de clima mediterráneo. *SJSS: Spanish Journal of Soil Science*, 3(2).
- Vogt, T., Clauer, N., Techer, I., 2018. The glaciogenic origin of the Pleistocene calcareous dust in Argentina on the basis of field, mineralogical, textural, and geochemical analyses. *Quaternary Research*, 91(1), 218-233.
- Walker, J. D., Southard, J. B., 1982. Experimental study of wind ripples. IAS Congress, Hamilton, Ontario.
- Walker, R. G., 1992. Facies model: response to sea level change. *Geol. Asso. Canada*, pp. 407.
- Washburn, L., 1979. Geocryology, a survey of periglacial processes and environments. p. 406. Arnold Press.
- Washington, R., Todd, M. C., Lizcano, G., Tegen, I., Flamant, C., Koren, I., Ginoux, P., Engelstaedter, S., Bristow, C. S., Zender, C. S., Goudie, A. S., Warren, A., Prospero, J. M., 2006. Links between topography, wind, deflation, lakes and dust: The case of the Bodélé Depression, Chad. *Geophysical research letters*, 33(9).
- Webster, R., Oliver, M. A., 2007. *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley & Sons, Ltd (Second, Vol. 1).
- Wilson, I. G., 1972. Aeolian bedforms—their development and origins. *Sedimentology*, 19(3-4), 173-210.
- Winograd, I. J., Landwehr, J. M., Ludwig, K. R., Coplen, T. B., Riggs, A. C., 1997. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quaternary Research*, 48(2), 141-154.
- Zamanian, K., Pustovoytov, K., Kuzyakov, Y., 2016. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes. *Earth-Science Reviews*, 157, 1-17.
- Zambrano, J. J., 1973. Influencia de la deflación en la formación de los bajos sin salida de la Patagonia Extraandina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28(1), 92-94.
- Zanchetta, G., Ribolini, A., Ferrari, M., Bini, M., Isola, I., Lezzerini, M., Baroni, C., Salvatore, M. C., Pappalardo, M., Fucks, E., Boretto, G., 2018. Geochemical characteristics of the infilling of ground wedges at Puerto Deseado (Santa Cruz, Argentina): palaeoenvironmental and chronological implications. *Andean Geology*, 45.
- Zárate, M., Blasi, A., 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: a preliminary model. *Quaternary International*, 17, 15-20.

Anexos

Índice

I. Imágenes satelitales	132
II. Análisis granulométrico en seco y en húmedo	
CLA1 en seco	133
CLA2 en seco	134
CLA1 en húmedo	135
CLA2 en húmedo	136
CLM1 en seco	137
CLM2 en seco	138
CLM3 en seco	139
CLM1 en húmedo	140
CLM2 en húmedo	141
CLM3 en húmedo	142
CES en seco	143
CEN en seco	144
CES en húmedo	145
CEN en húmedo	146
M1 en seco	147
M2 en seco	148
M1 en húmedo	149
M2 en húmedo	150
CN en seco	151
CS en seco	152
ESCN en seco	153
ESCS en seco	154
CN en húmedo	155
CS en húmedo	156
ESCN en húmedo	157
ESCS en húmedo	158

Imágenes satelitales

Identificación	Satélite	Año de adquisición
AP_23019_FBD_F6240_RT1	ALOS PALSAR	2015
AP_23019_FBD_F6250_RT1	ALOS PALSAR	2015
AP_23865_FBD_F6250_RT1	ALOS PALSAR	2018
AP_23938_FBD_F6240_RT1	ALOS PALSAR	2018
AP_23938_FBD_F6250_RT1	ALOS PALSAR	2015
AP_24113_FBD_F6240_RT1	ALOS PALSAR	2015
AP_24113_FBD_F6250_RT1	ALOS PALSAR	2015
AP_24536_FBD_F6240_RT1	ALOS PALSAR	2015
LC08_L1TP_230092_20200325_20200325_01_RT	Landsat 8	2020

Tabla 1. Identificación, satélite y año de adquisición de las imágenes utilizadas.

CLA1 en seco



Figura 1. Muestra correspondiente al CLA1. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

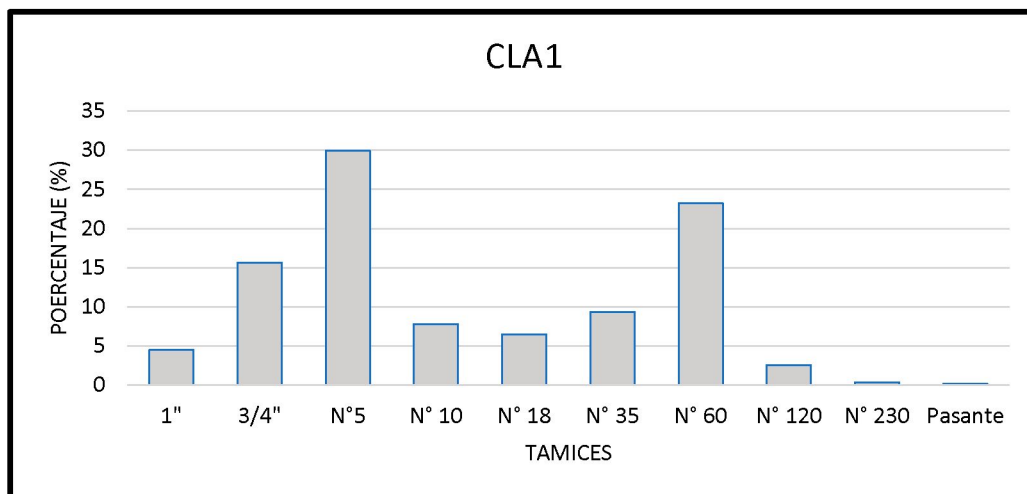


Figura 2. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CLA1.

CLA2 en seco

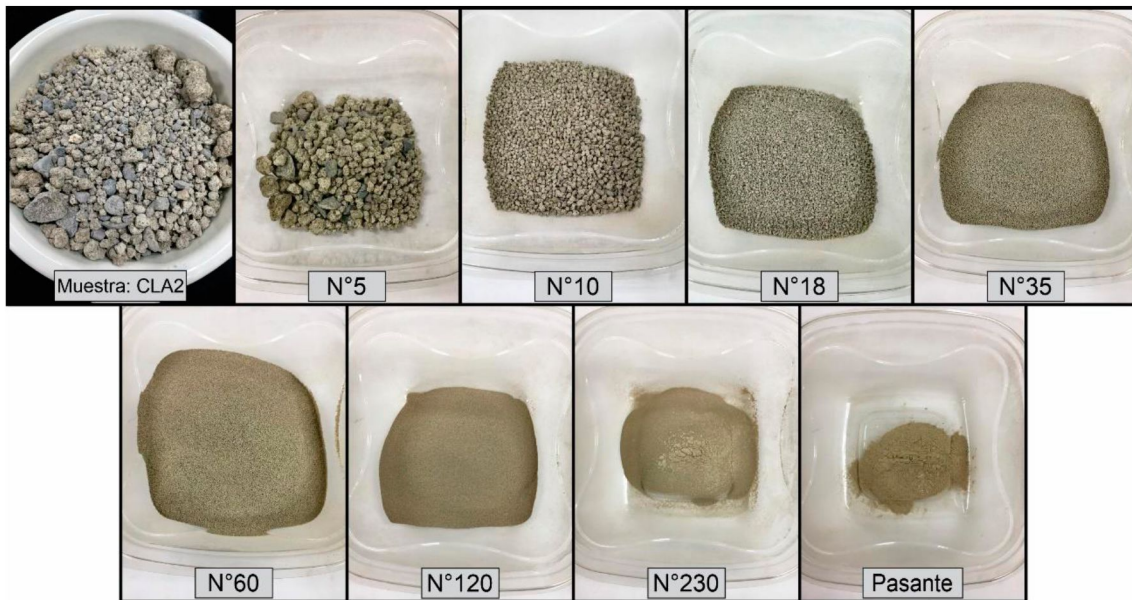


Figura 3. Muestra correspondiente al CLA2. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

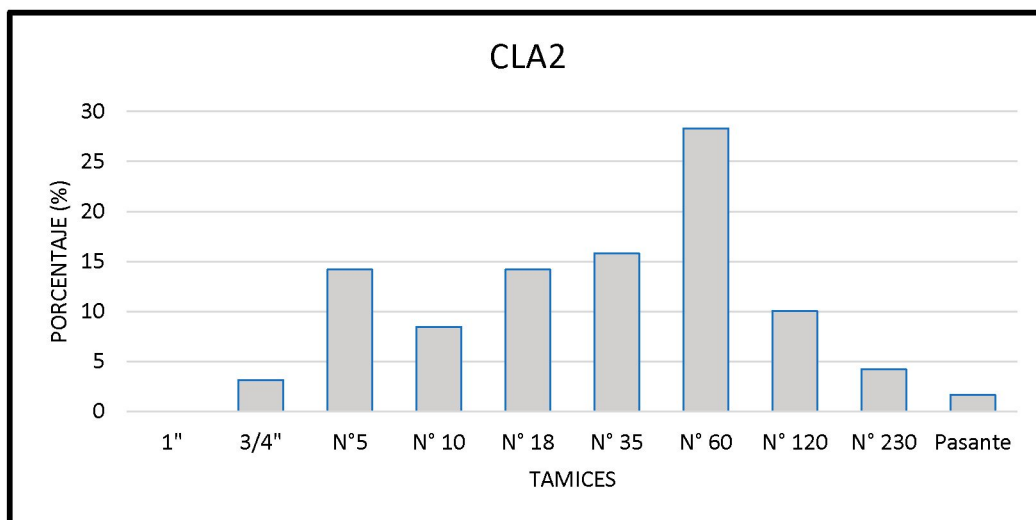


Figura 4. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CLA2.

CLA1 en húmedo



Figura 5. Muestra correspondiente al CLA1. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

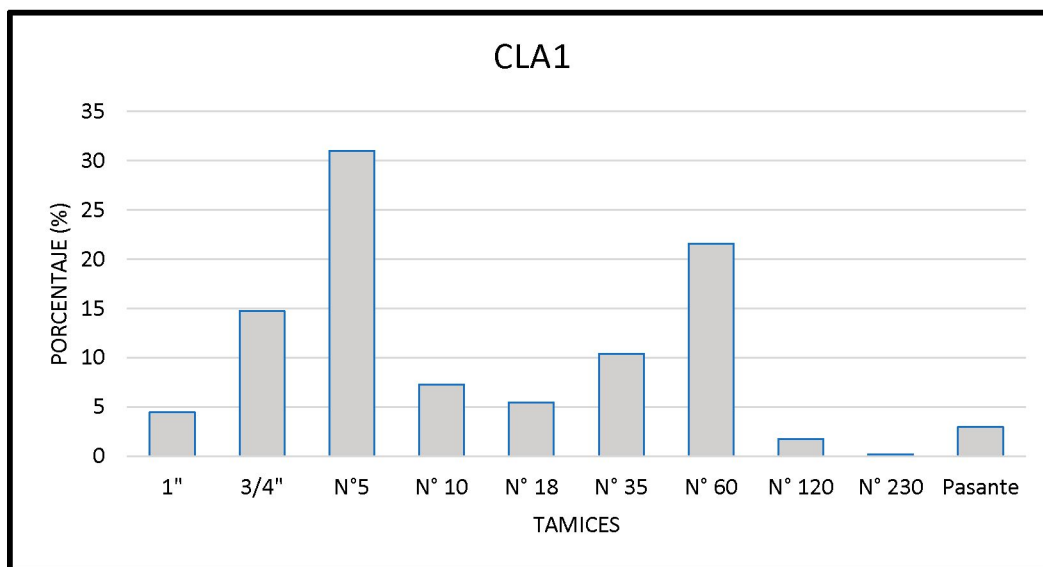


Figura 6. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CLA1.

CLA2 en húmedo

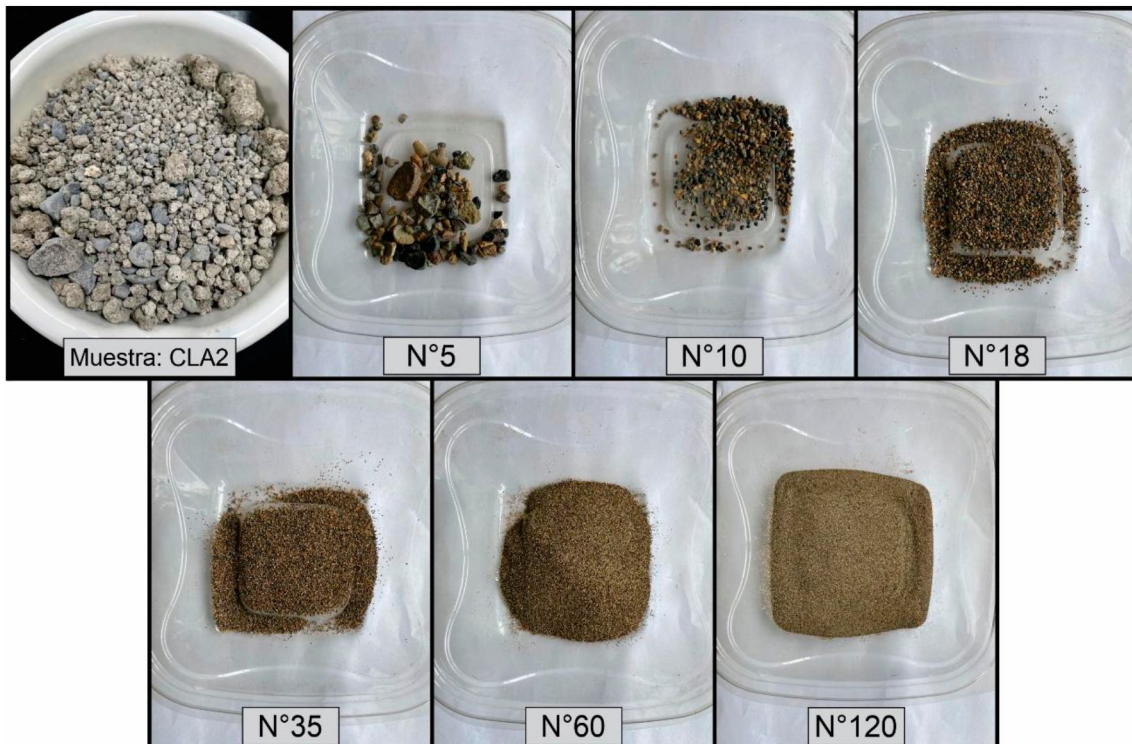


Figura 7. Muestra correspondiente al CLA. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

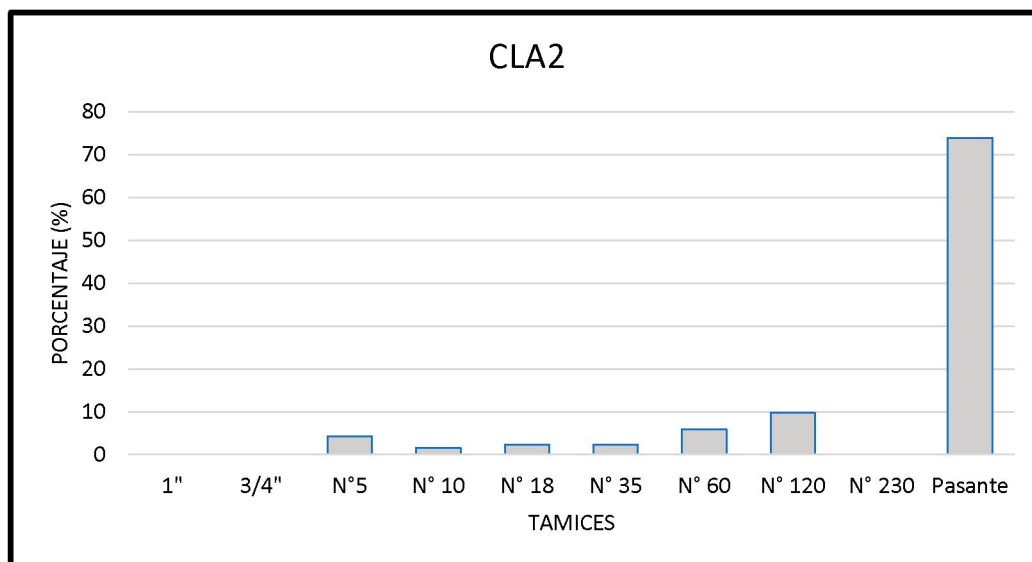


Figura 8. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CLA2.

CLM1 en seco

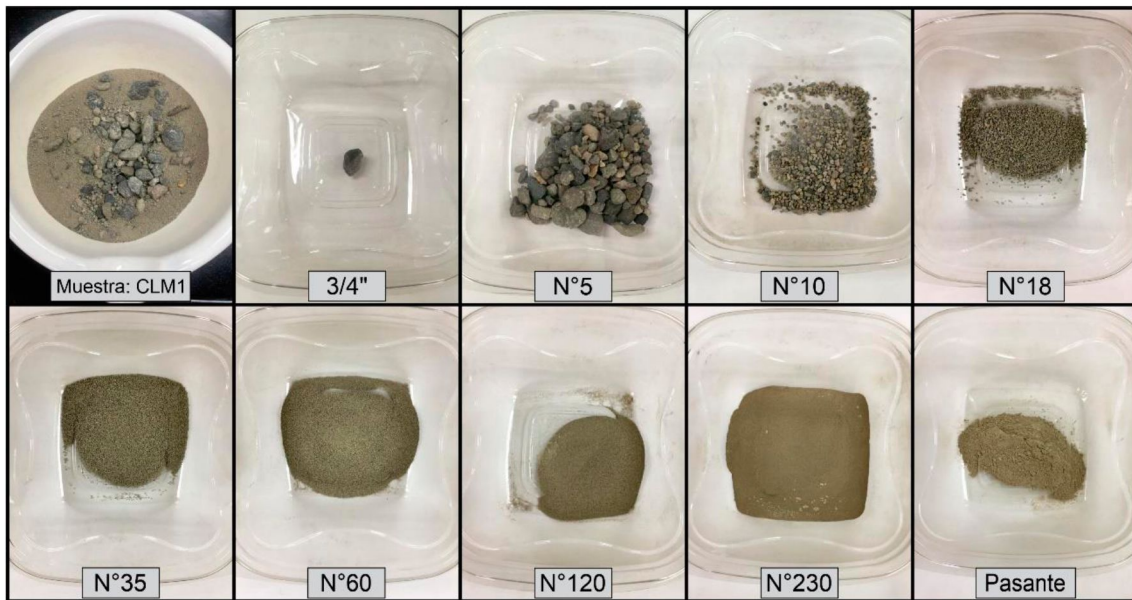


Figura 9. Muestra correspondiente al CLM1. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

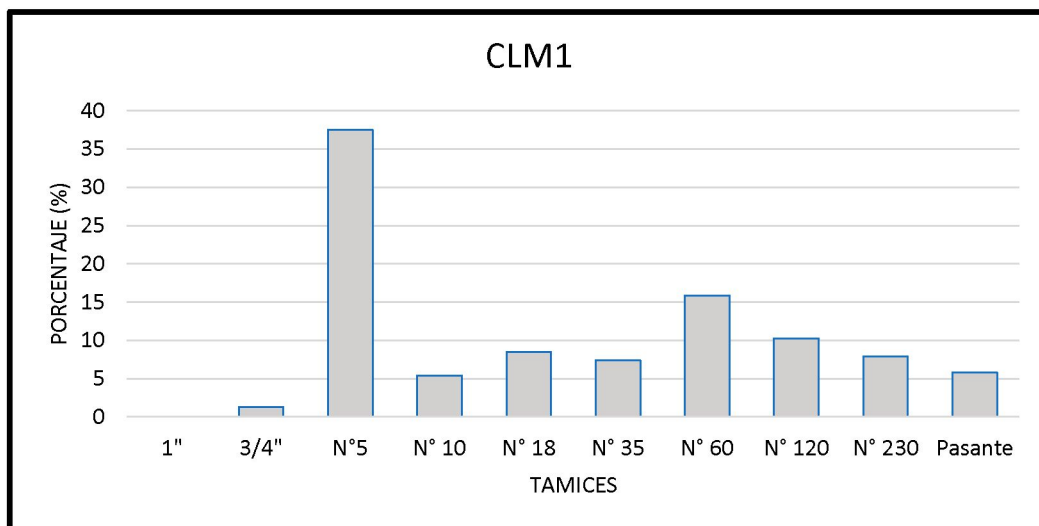


Figura 10. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CLM1.

CLM 2 en seco

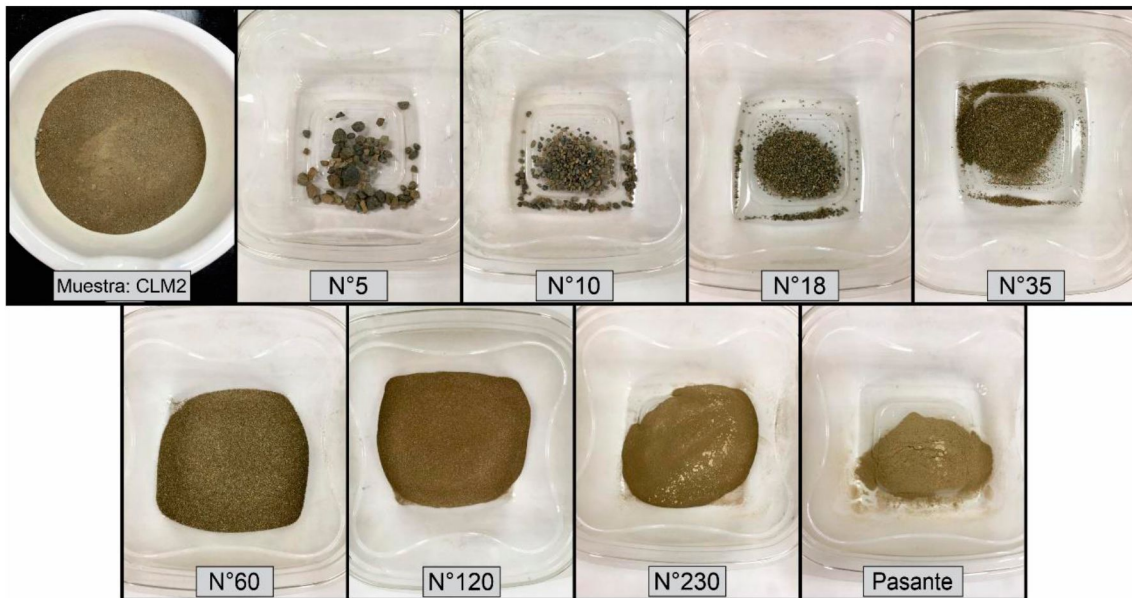


Figura 11. Muestra correspondiente al CLM2. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

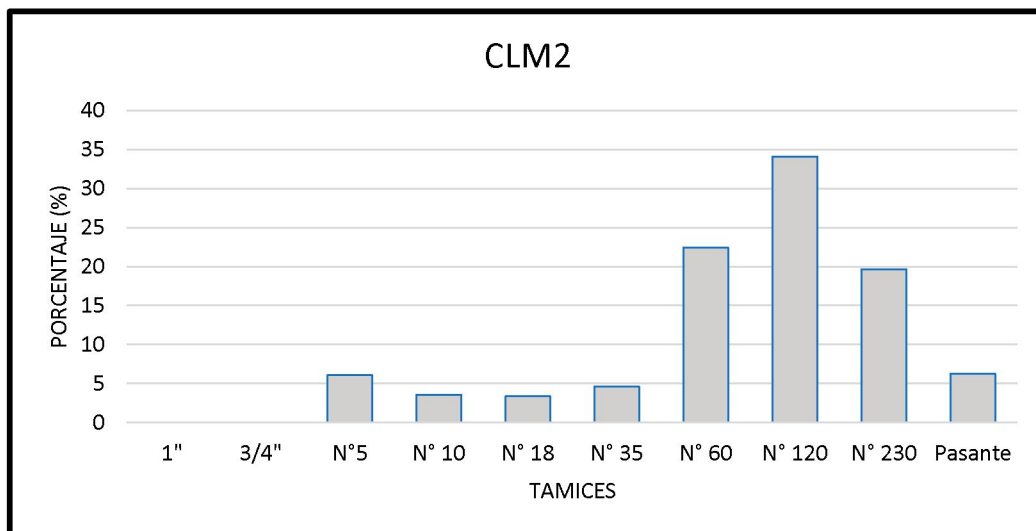


Figura 12. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CLM2.

CLM3 en seco

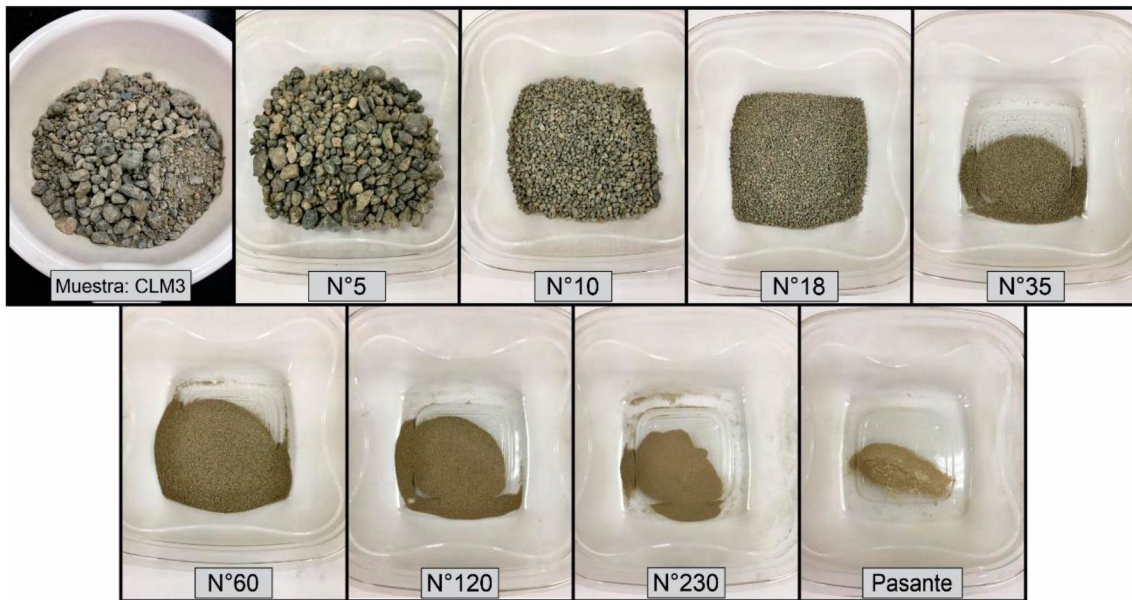


Figura 13. Muestra correspondiente al CLM3. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

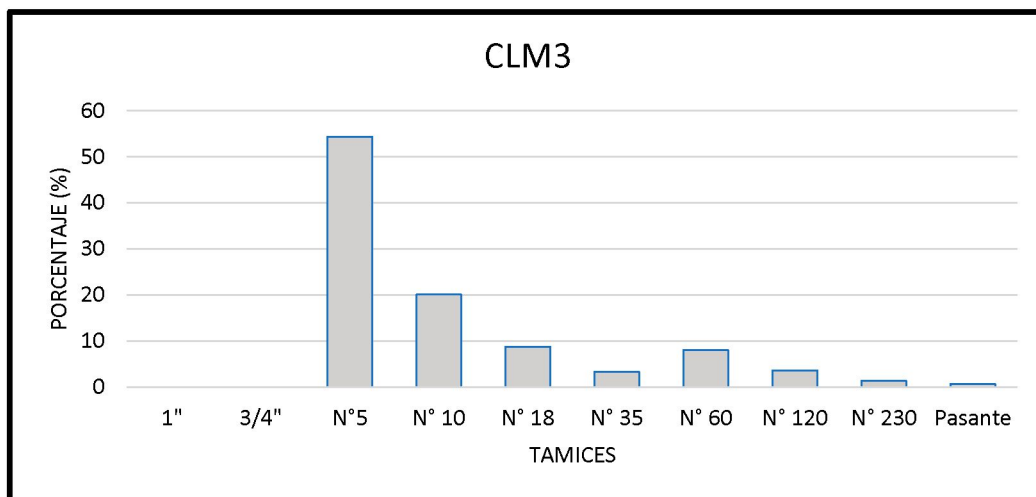


Figura 14. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CLM3.

CLM1 en húmedo

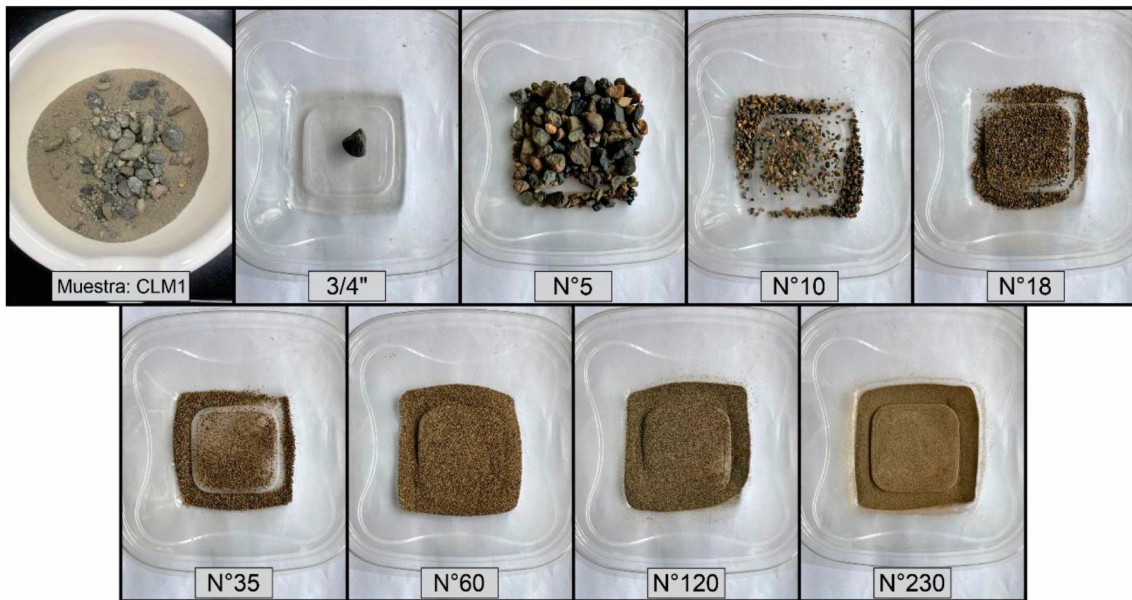


Figura 15. Muestra correspondiente al CLM1. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

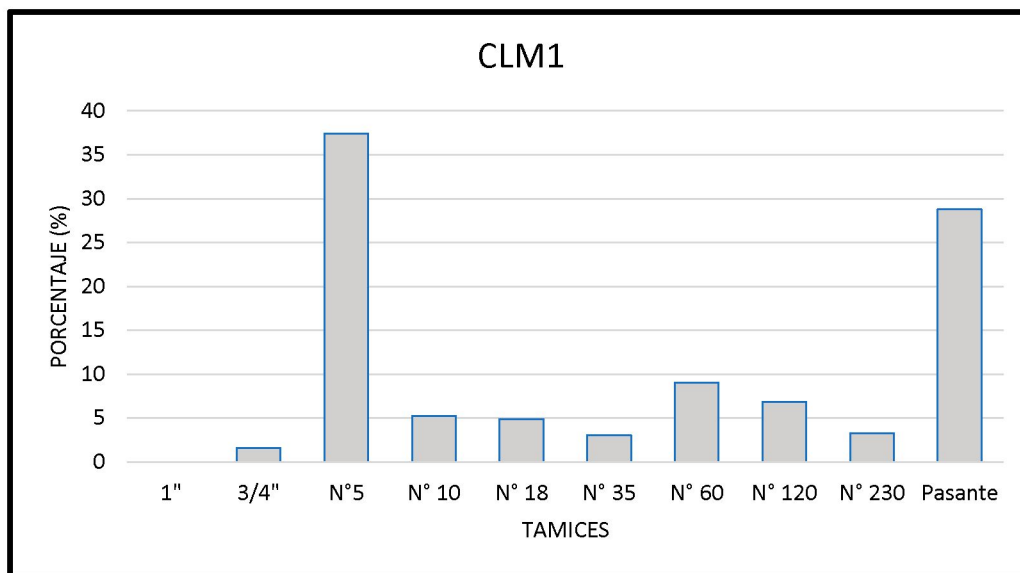


Figura 16. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CLM1.

CLM2 en húmedo

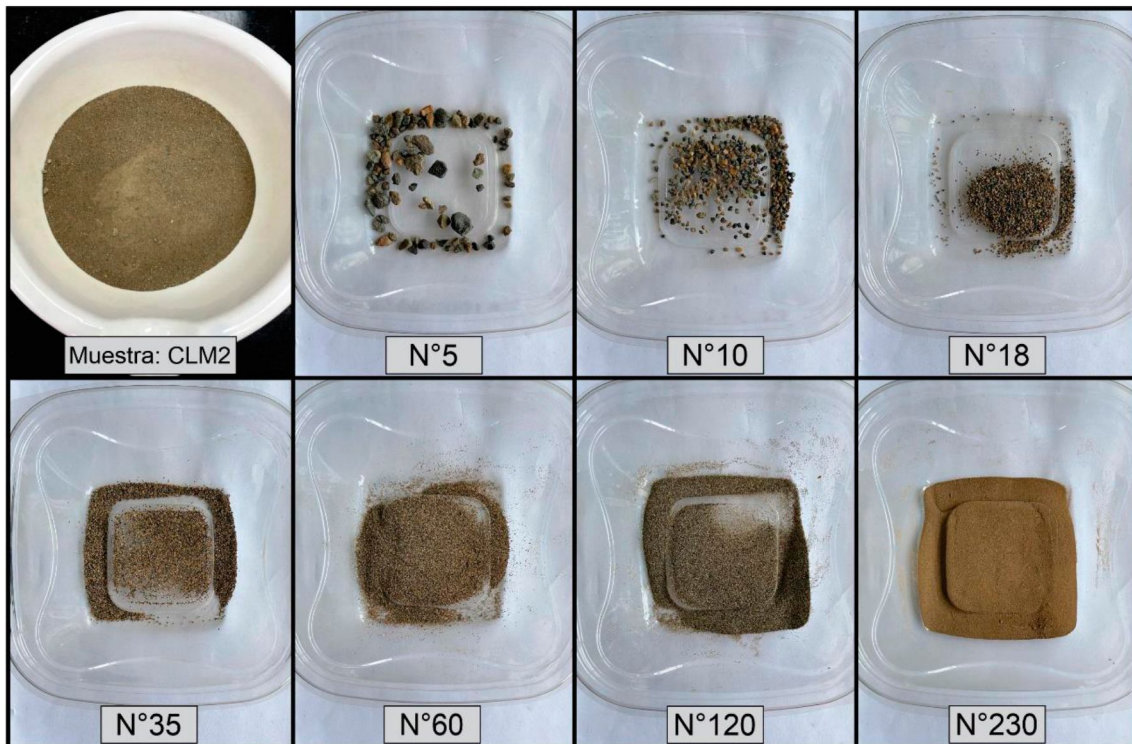


Figura 17. Muestra correspondiente al CLM2. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

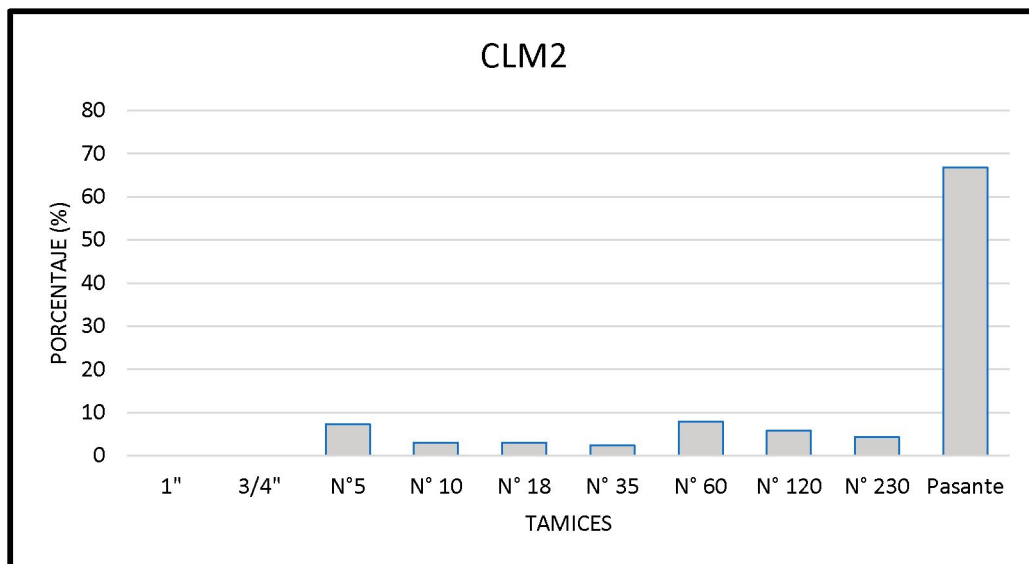


Figura 18. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CLM2.

CLM3 en húmedo

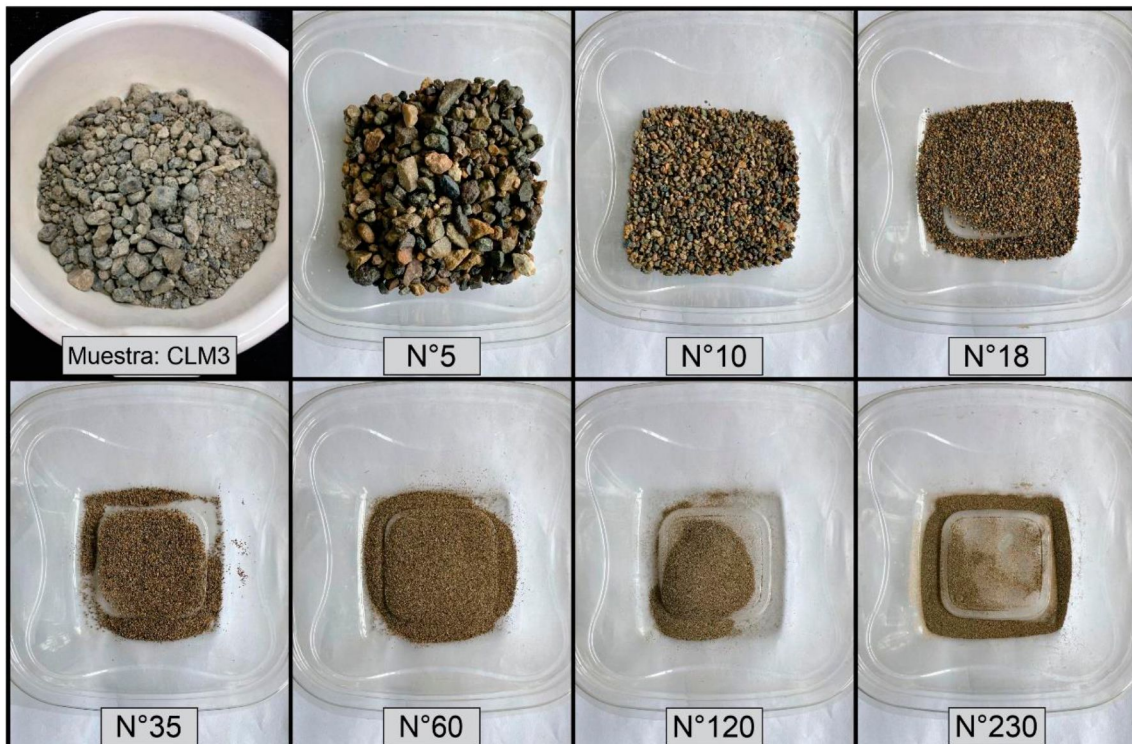


Figura 19. Muestra correspondiente al CLM3. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

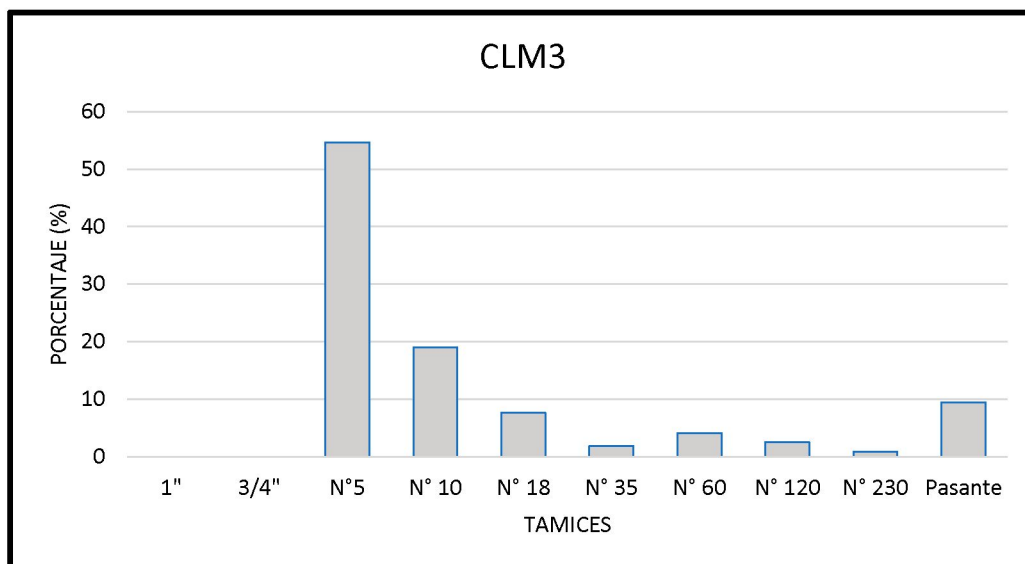


Figura 20. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CLM3.

CES en seco

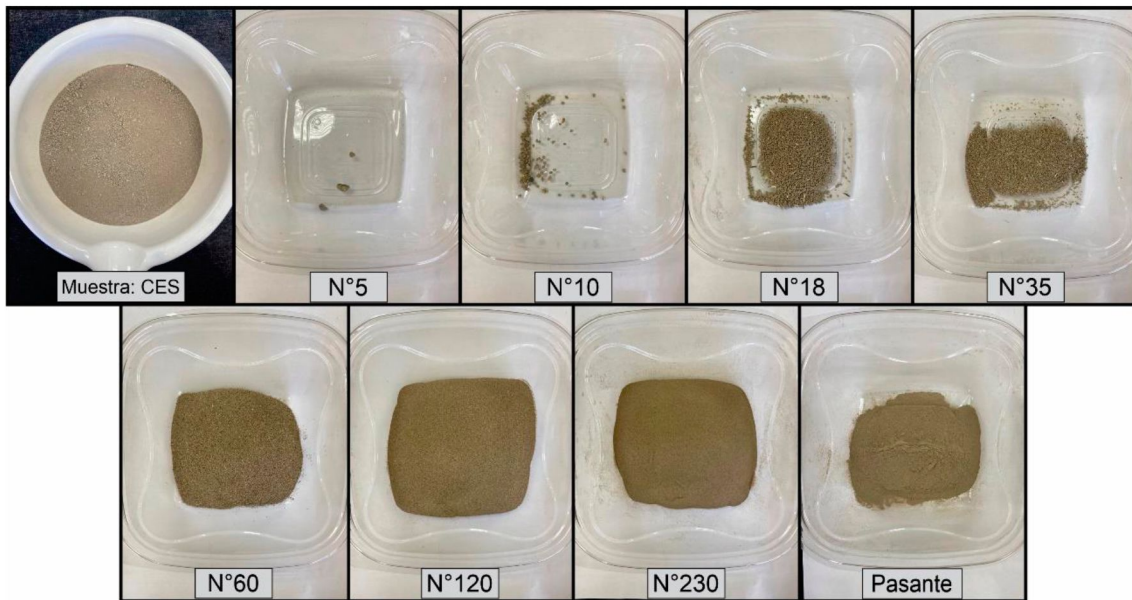


Figura 21. Muestra correspondiente al CES. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

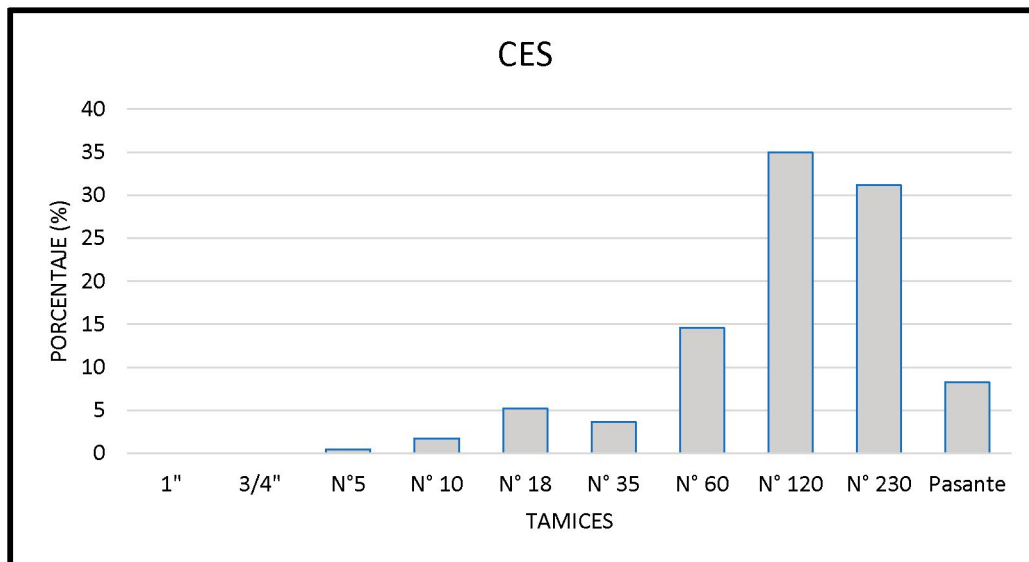


Figura 22. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CES.

CEN en seco

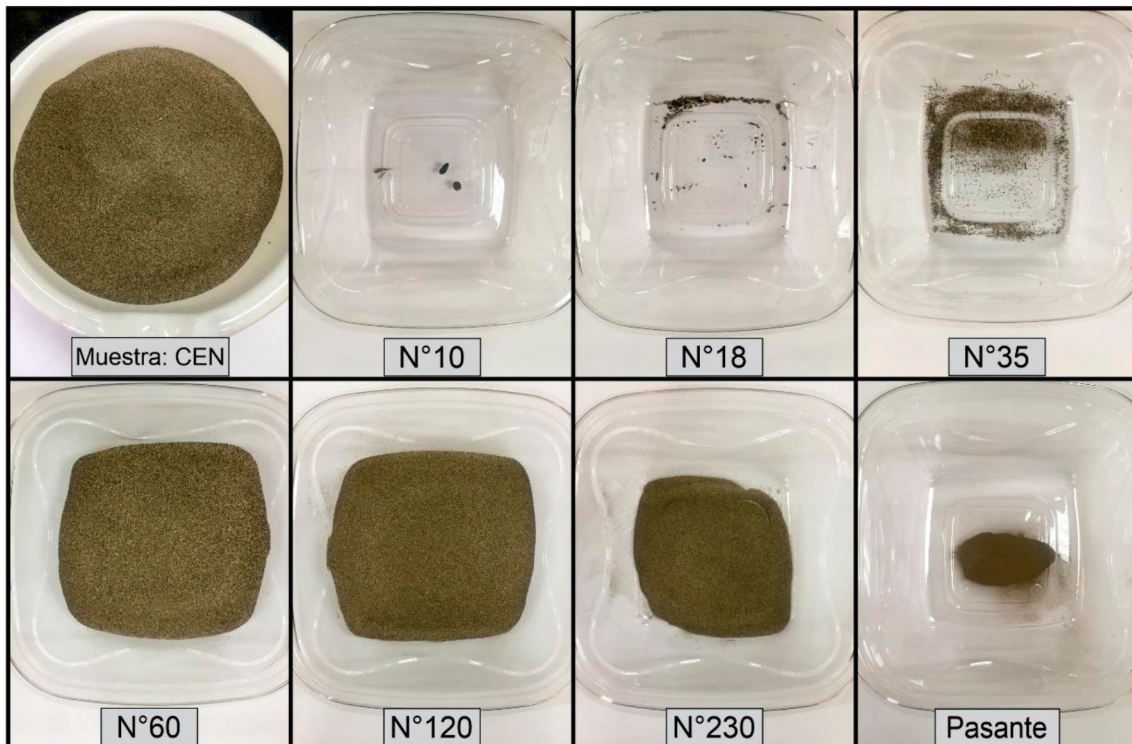


Figura 23. Muestra correspondiente al CEN. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

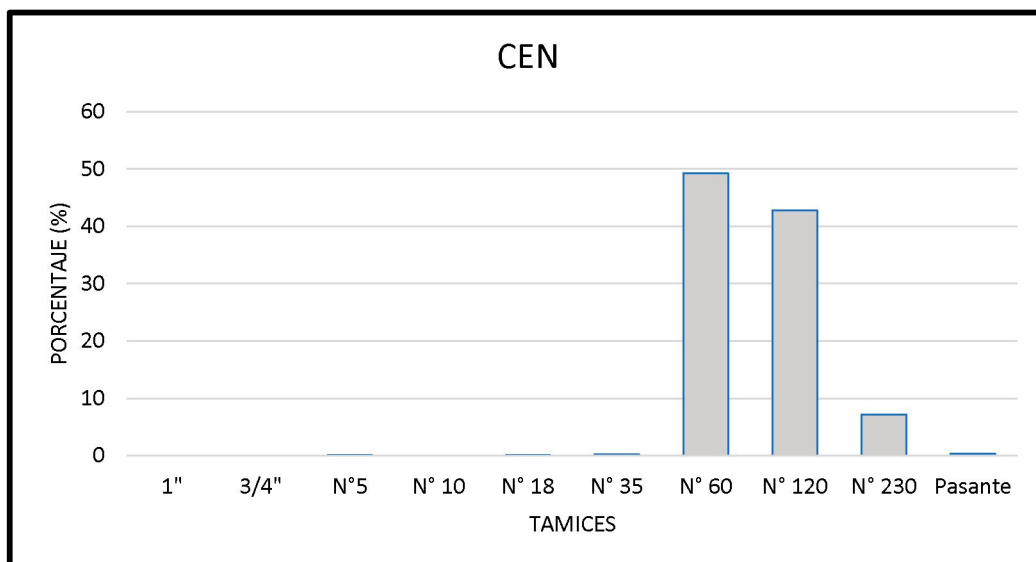


Figura 24. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CEN.

CES en húmedo

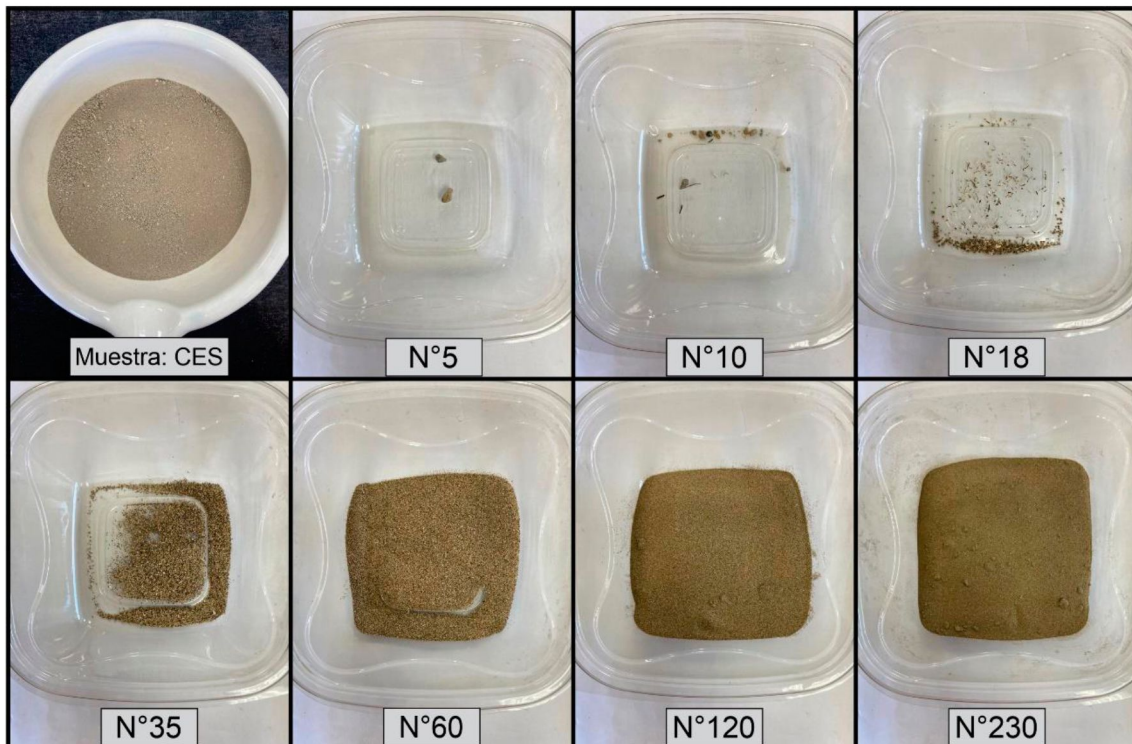


Figura 25. Muestra correspondiente al CES. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

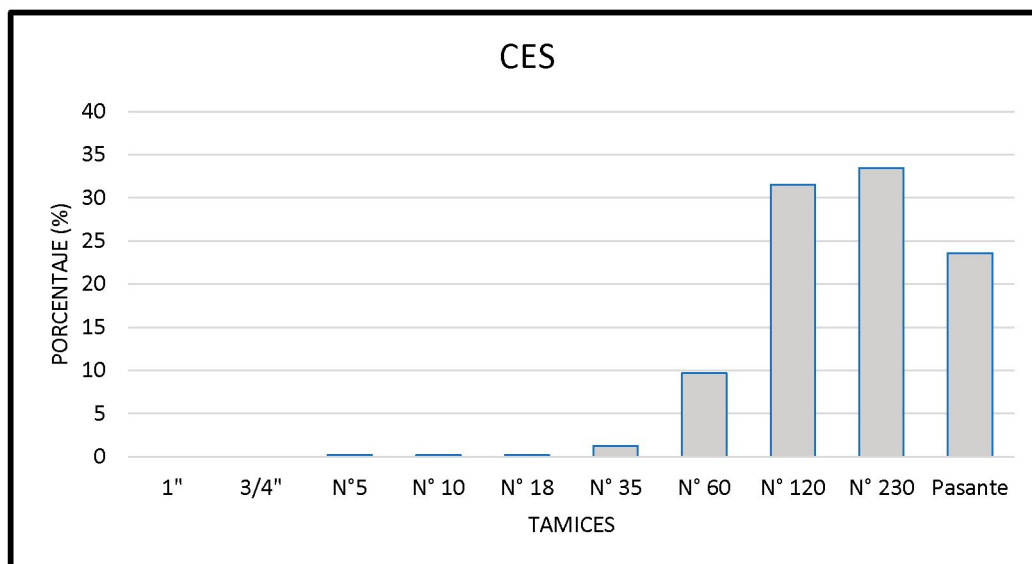


Figura 26. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CES.

CEN en húmedo

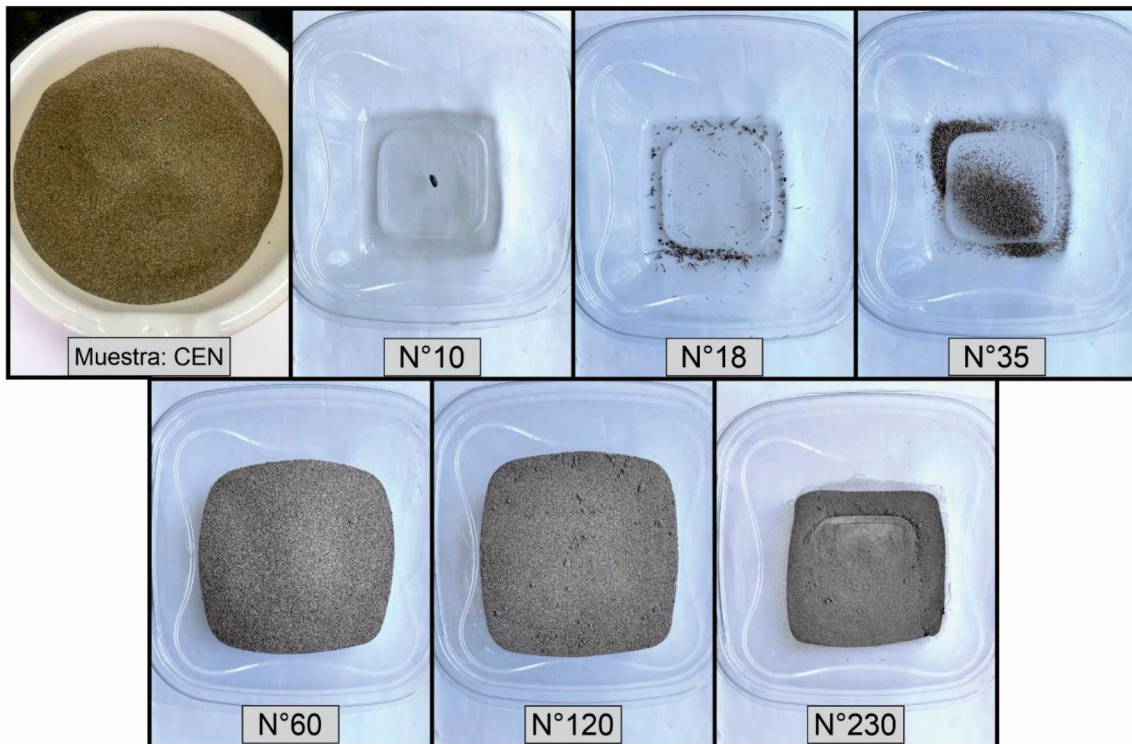


Figura 27. Muestra correspondiente al CEN. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

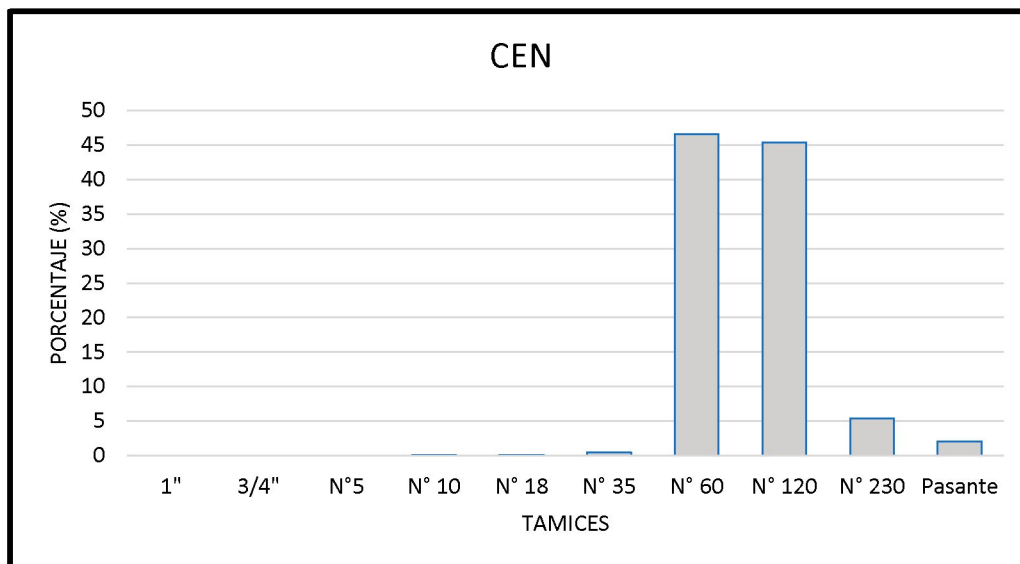


Figura 28. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CEN.

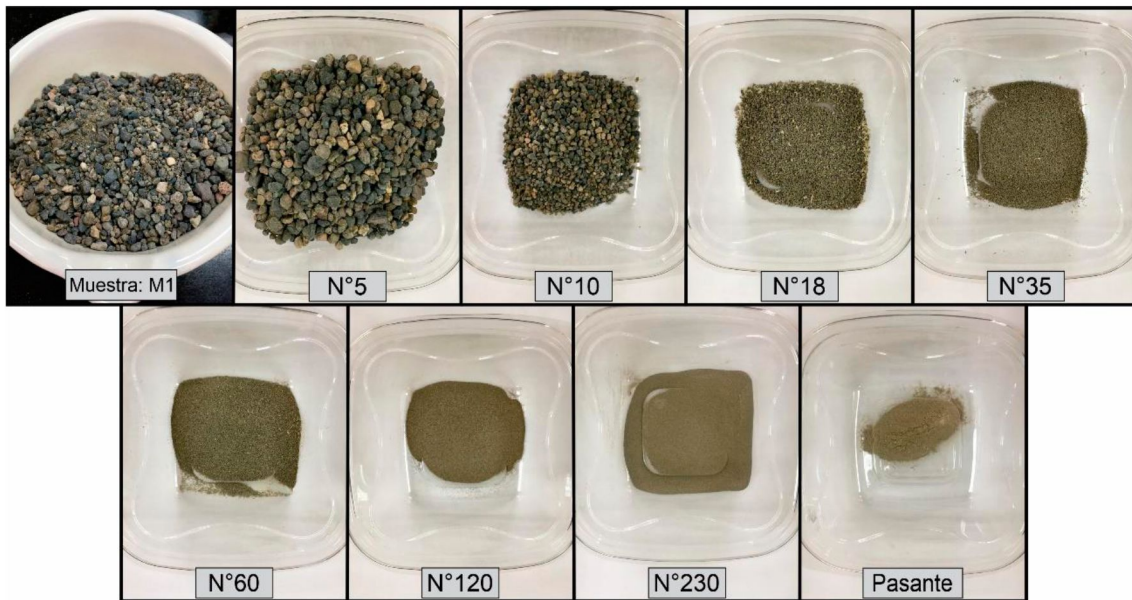
M1 en seco

Figura 29. Muestra correspondiente al M1. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

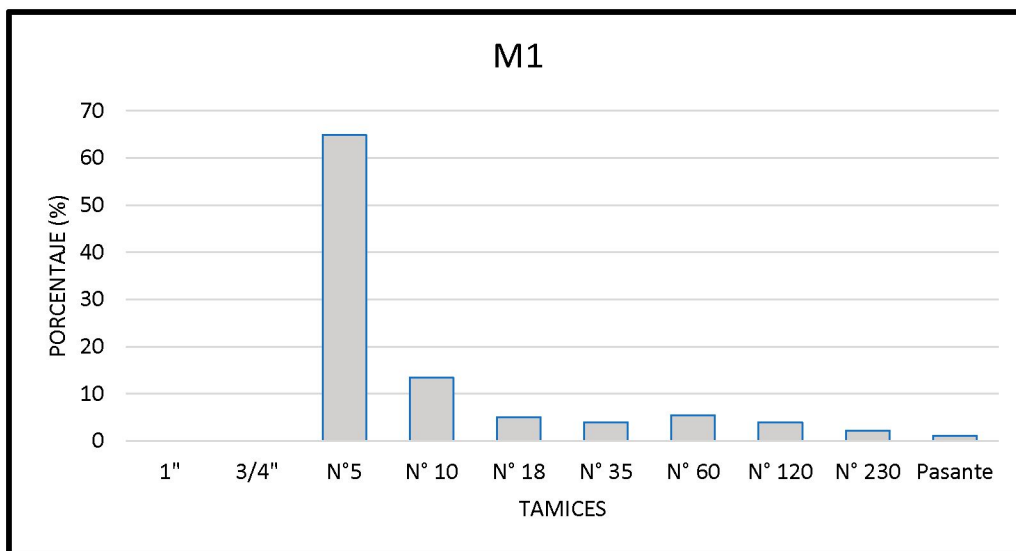


Figura 30. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra M1.

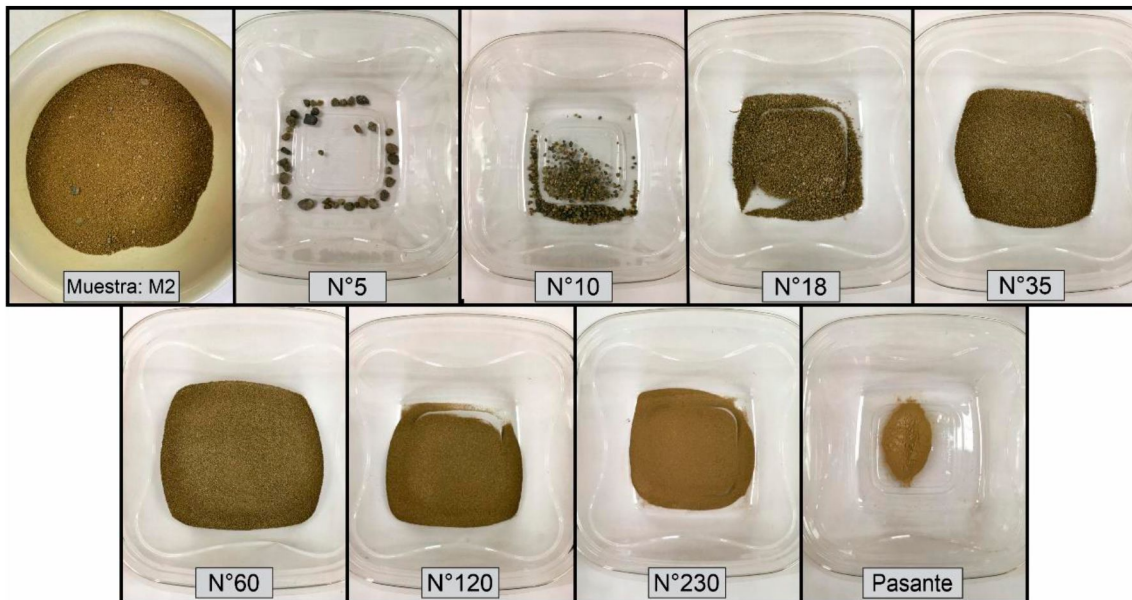
M2 en seco

Figura 31. Muestra correspondiente al M2. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

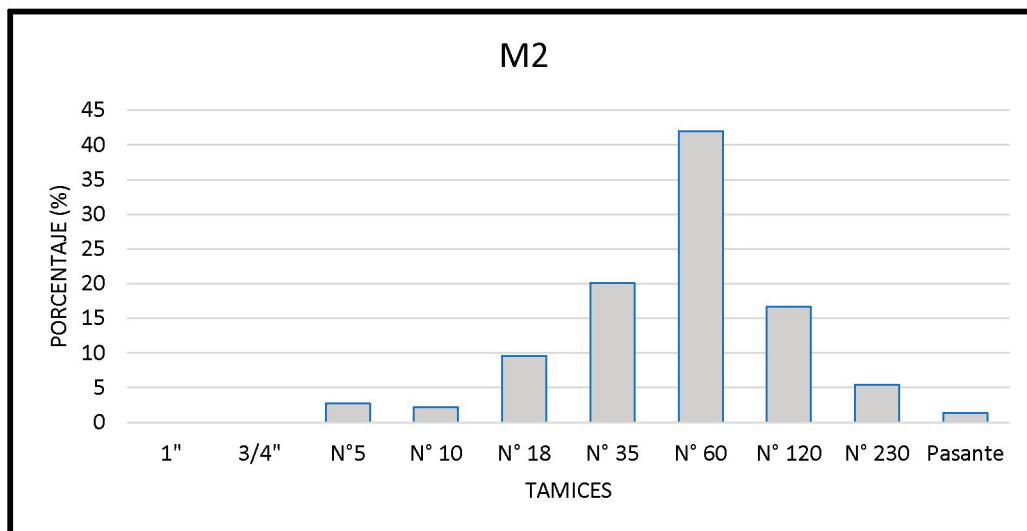


Figura 32. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra M2.

M1 en húmedo

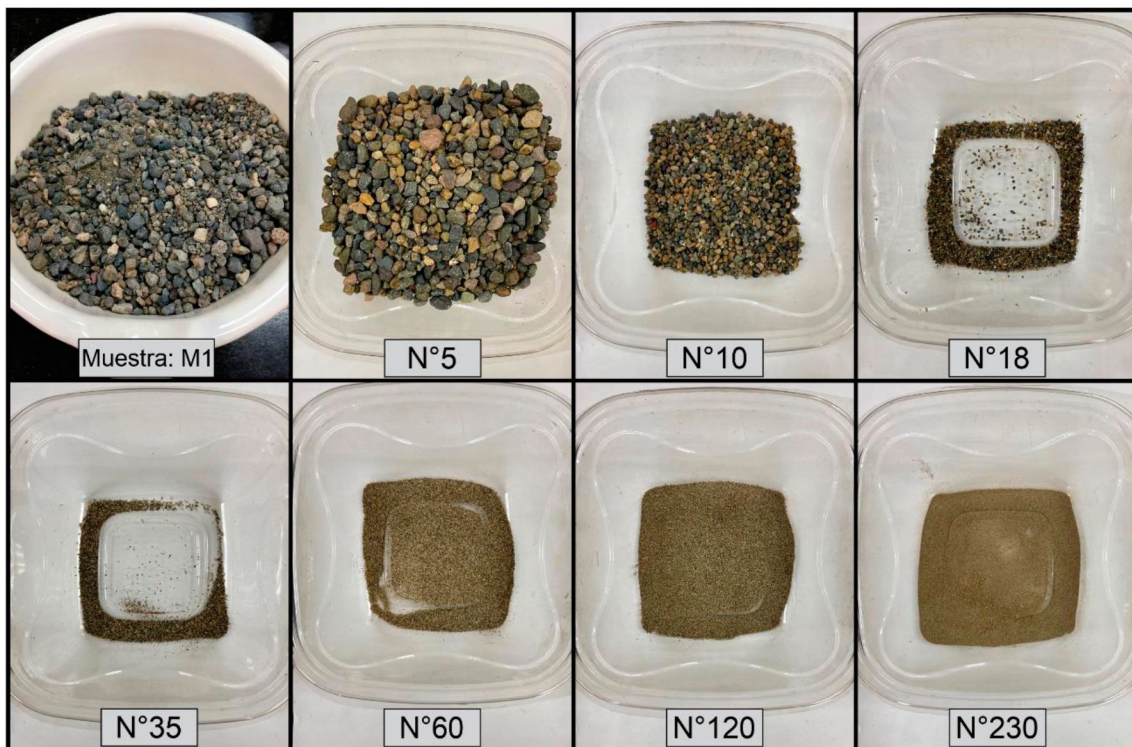


Figura 33. Muestra correspondiente al M1. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

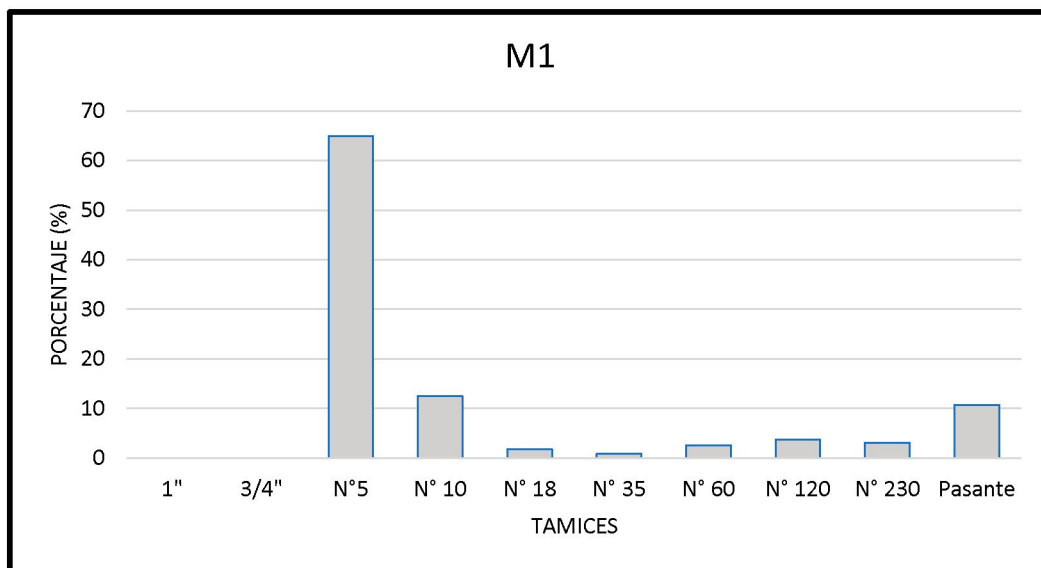


Figura 34. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra M1

M2 en húmedo

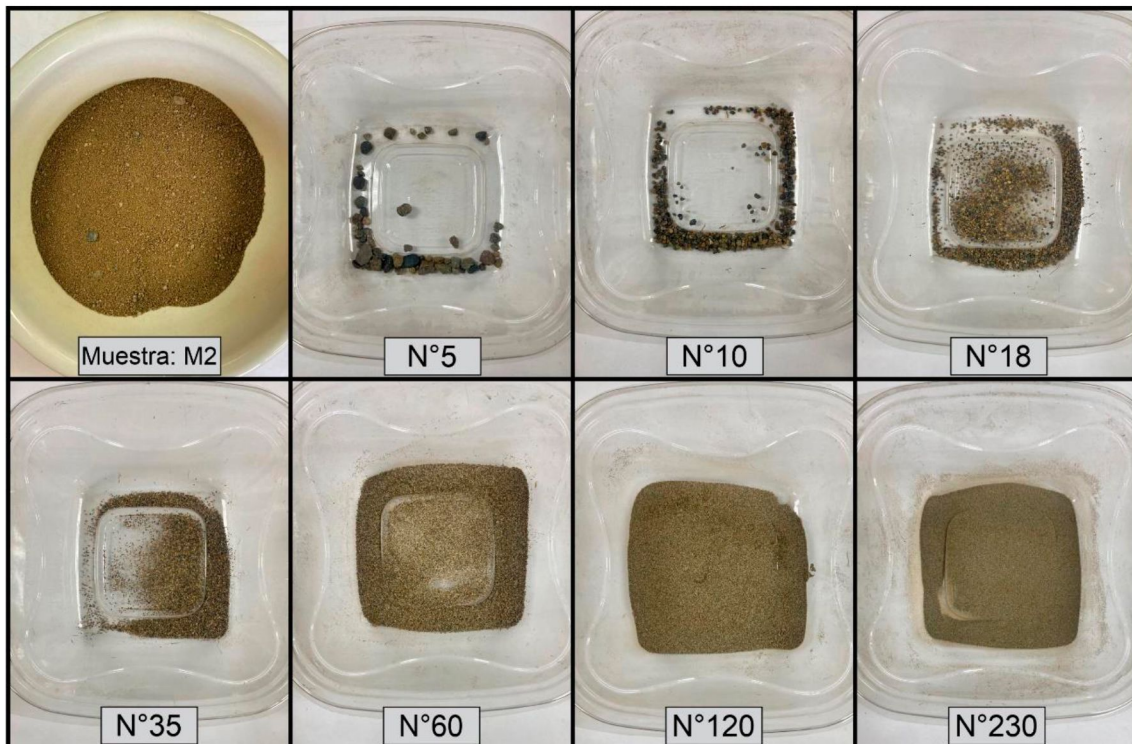


Figura 35. Muestra correspondiente al M2. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

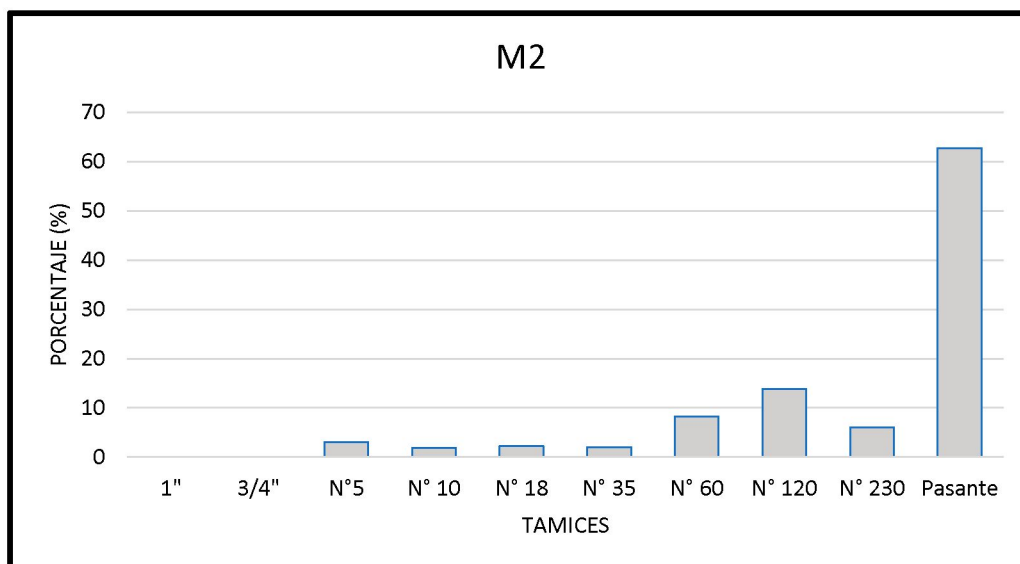


Figura 36. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra M2.

CN en seco



Figura 37. Muestra correspondiente al CN. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

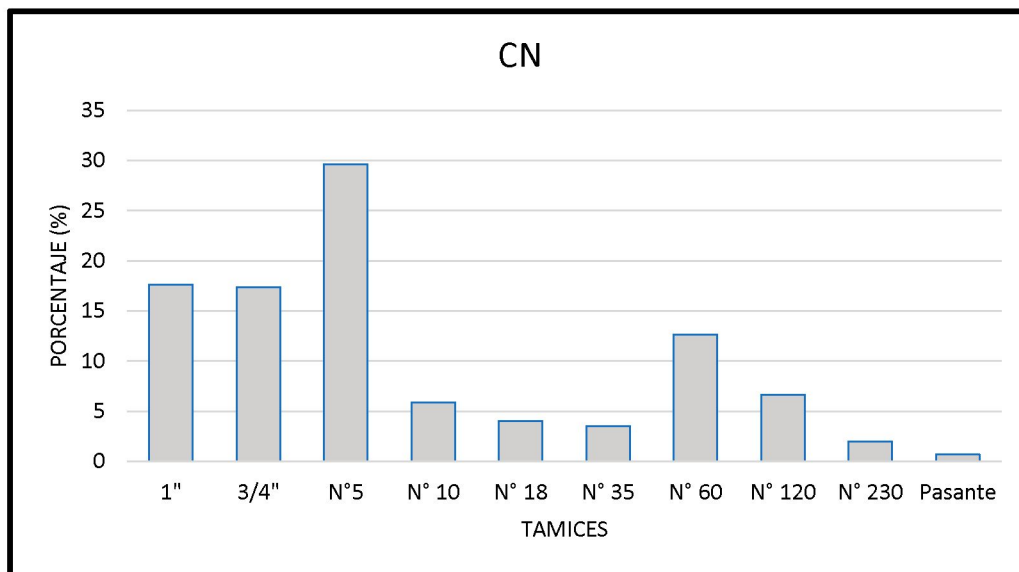


Figura 38. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CN.

CS en seco

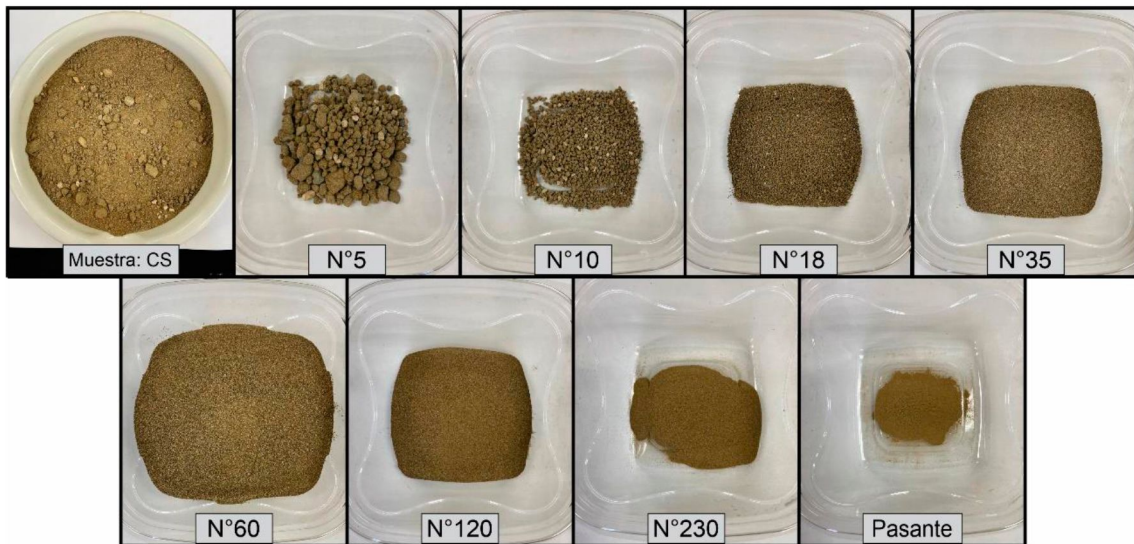


Figura 39. Muestra correspondiente al CS. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

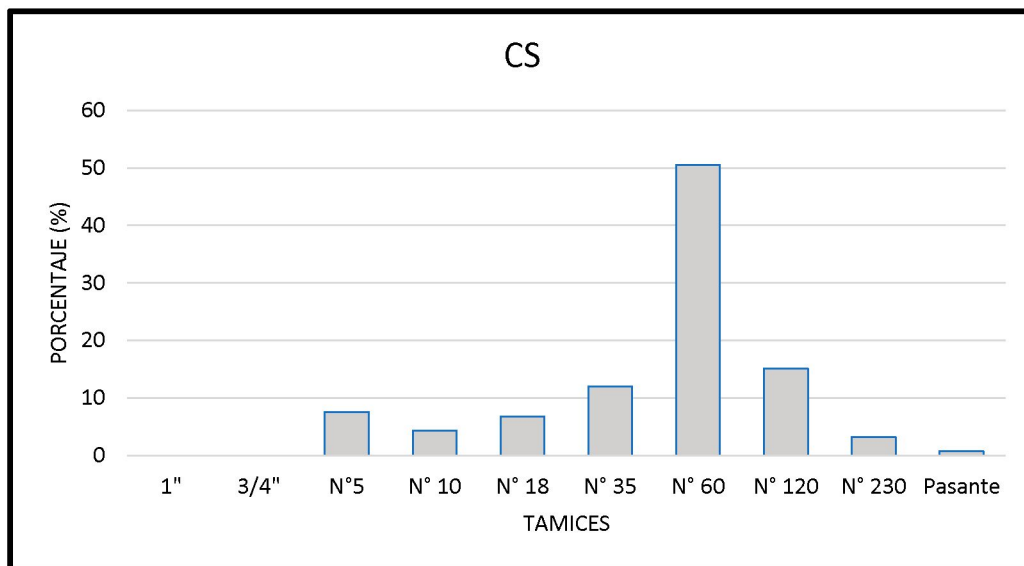


Figura 40. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra CS.

ESCN en seco

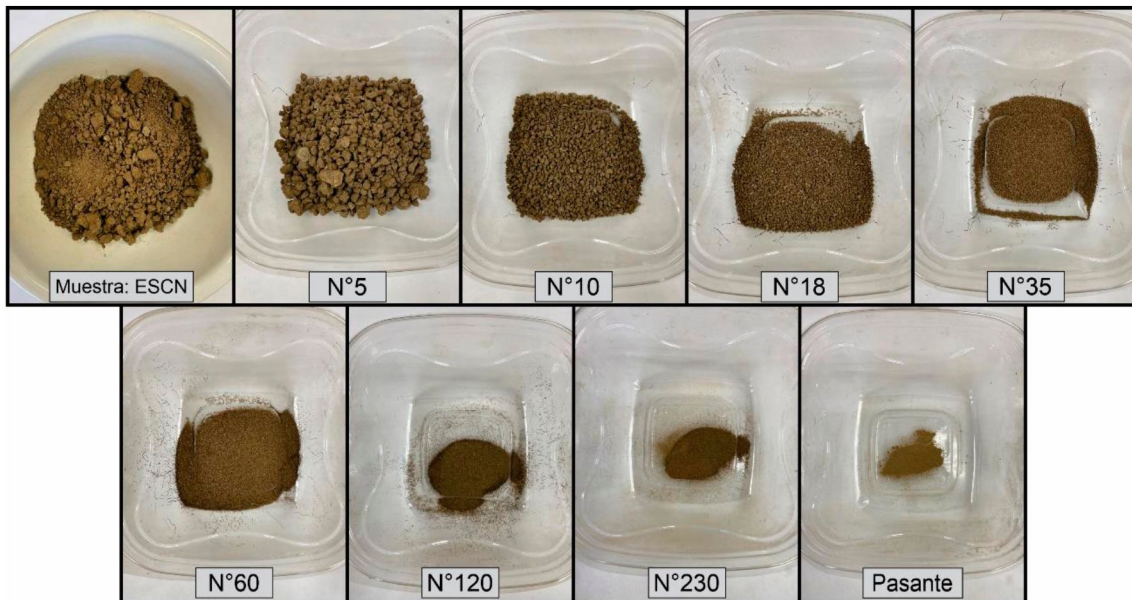


Figura 41. Muestra correspondiente al ESCN. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

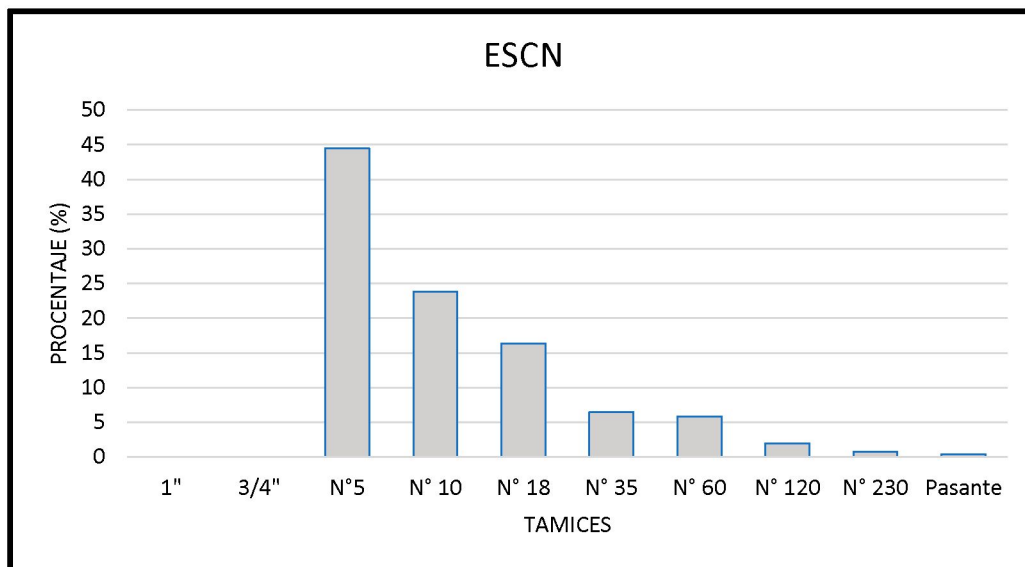


Figura 42. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra ESCN.

ESCS en seco

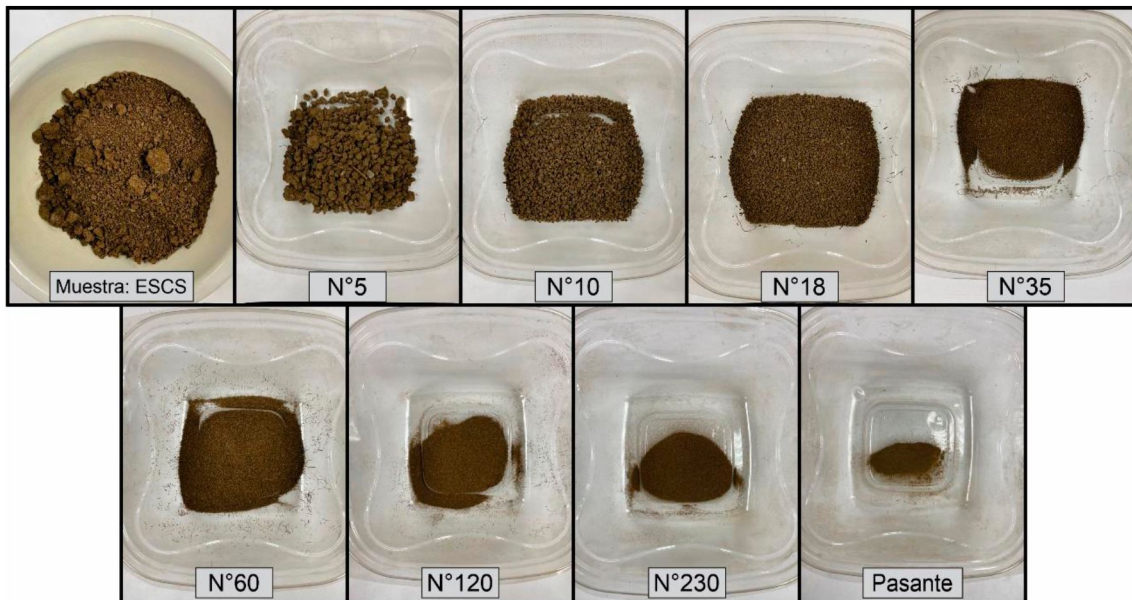


Figura 43. Muestra correspondiente al ESCS. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en seco.

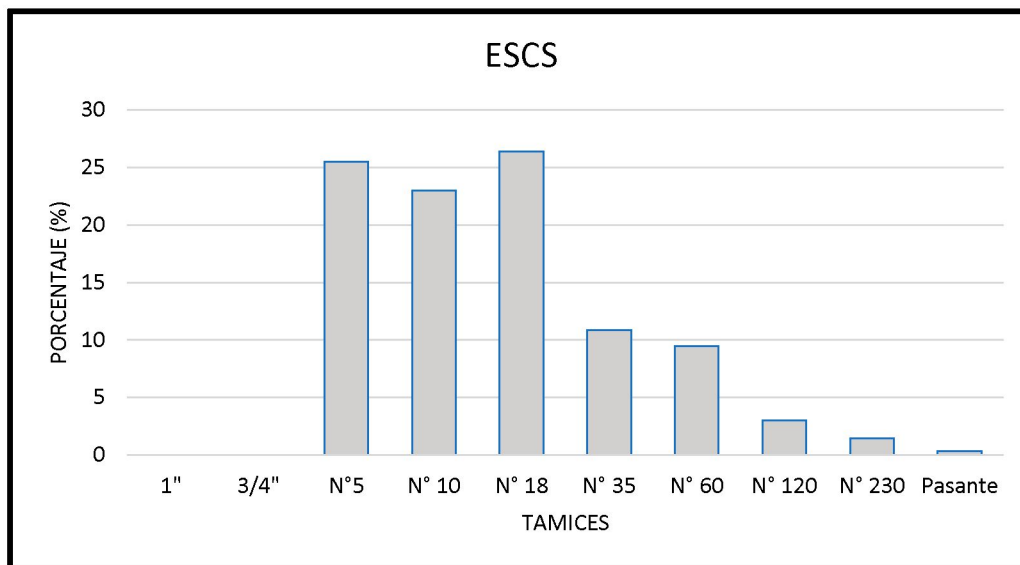


Figura 44. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en seco de la muestra ESCS.

CN en húmedo

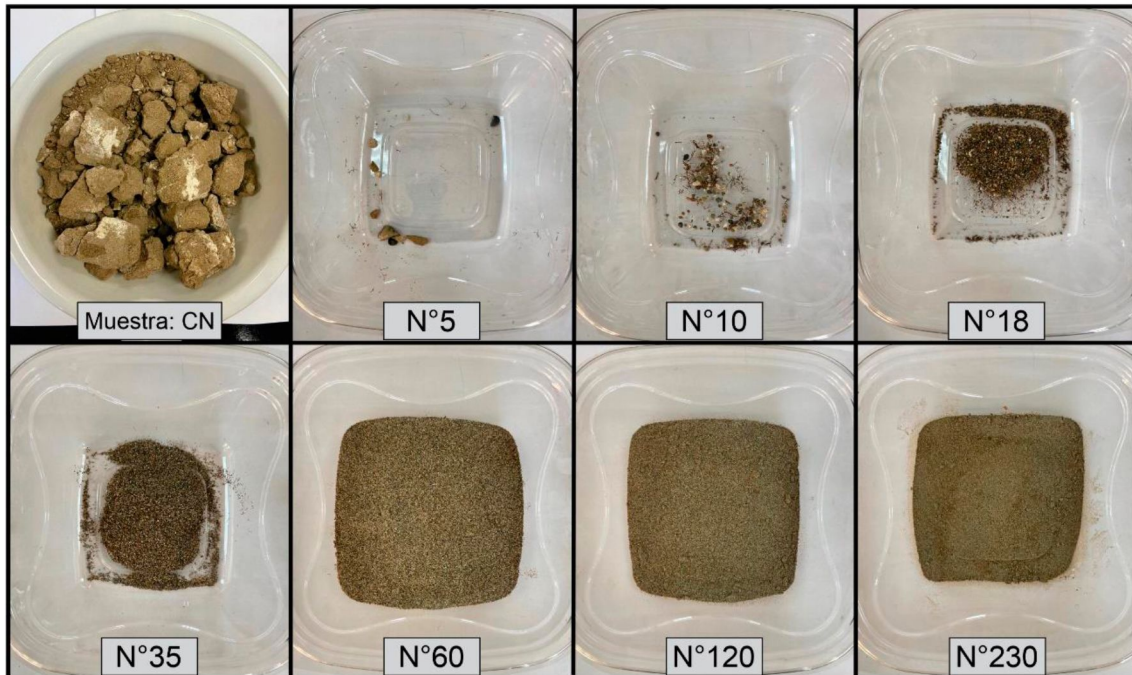


Figura 45. Muestra correspondiente al CN. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

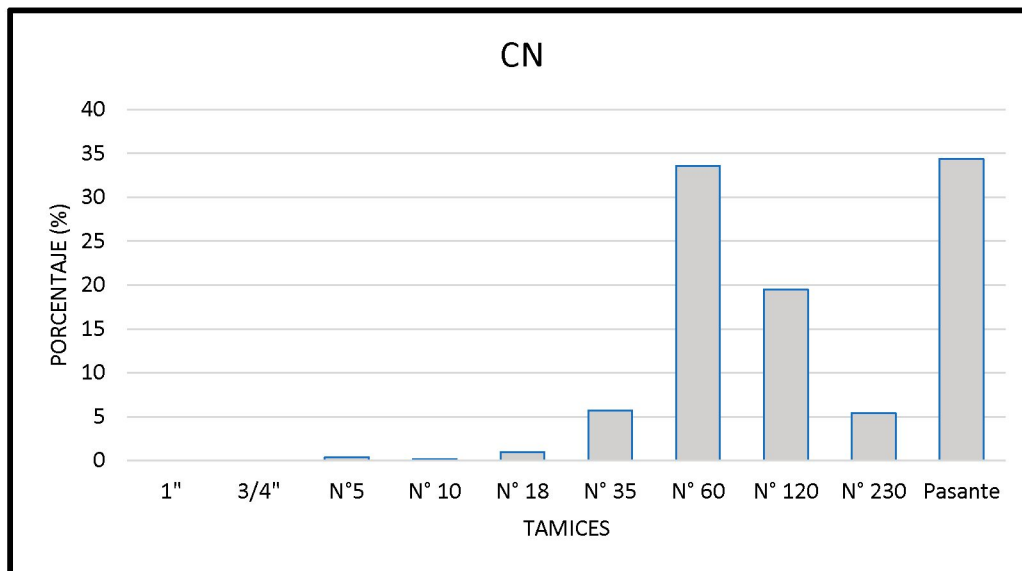


Figura 46. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CN.

CS en húmedo

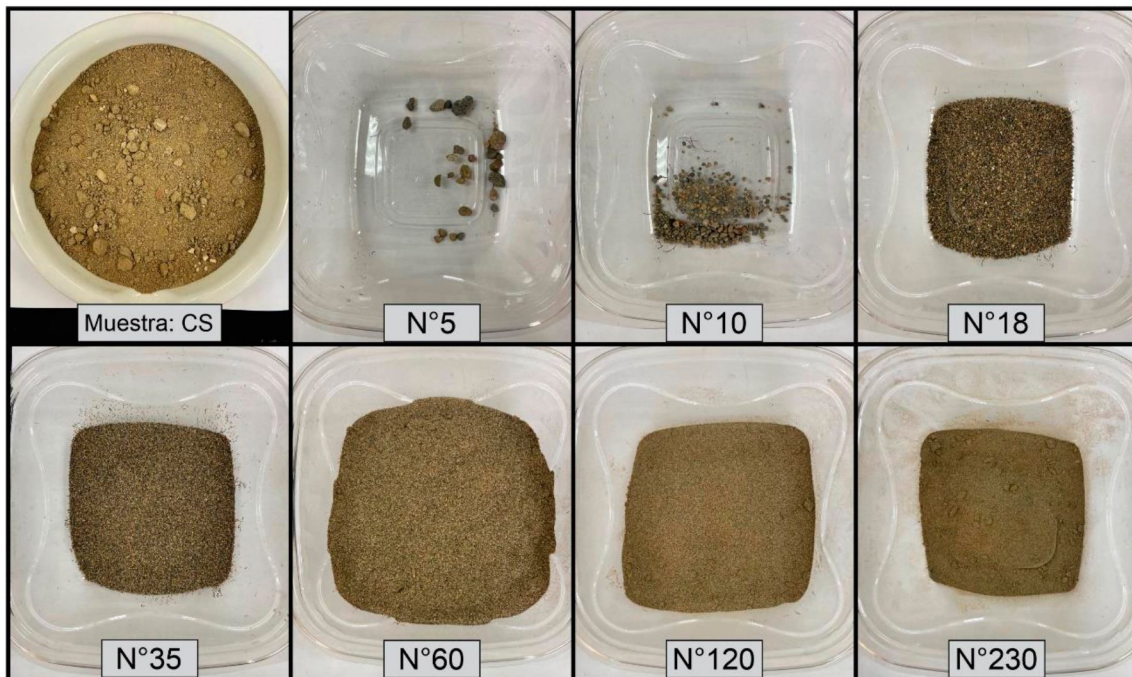


Figura 47. Muestra correspondiente al CS. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

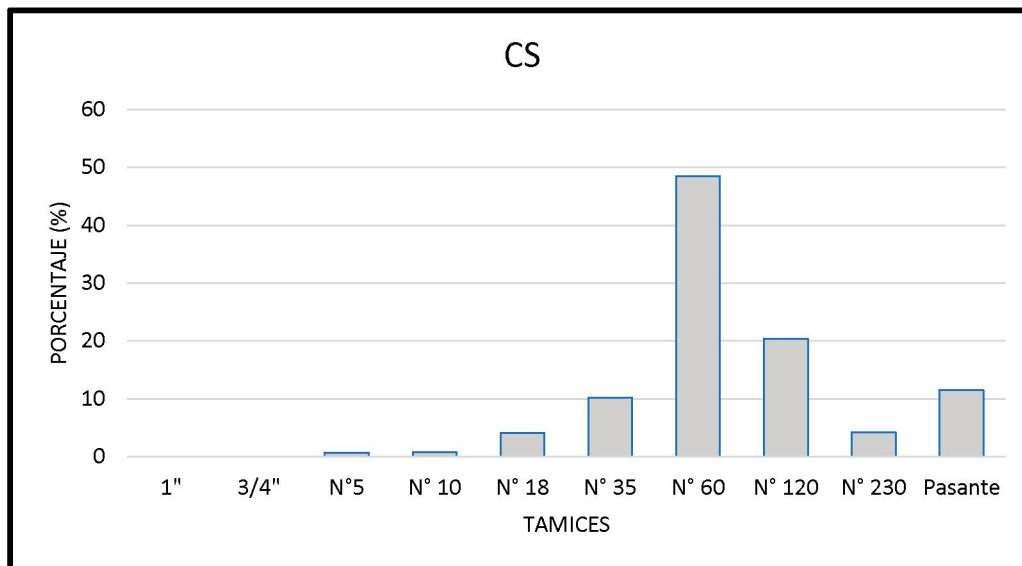


Figura 48. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra CS.

ESCN en húmedo

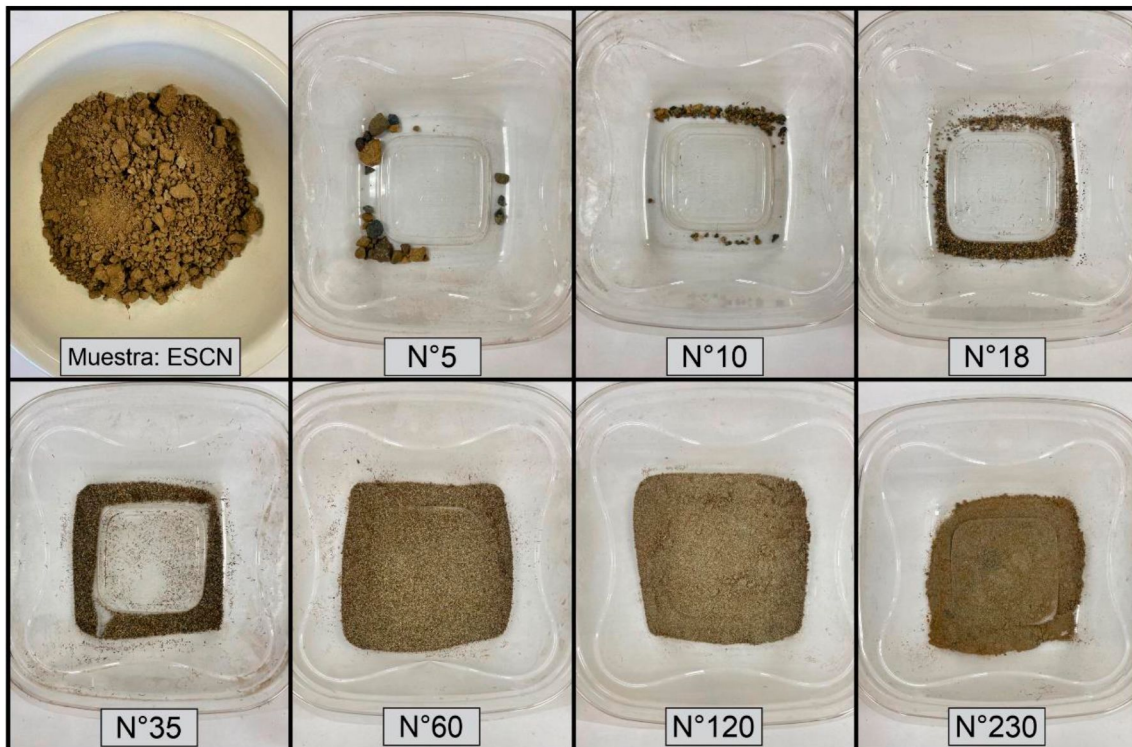


Figura 49. Muestra correspondiente al ESCN. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

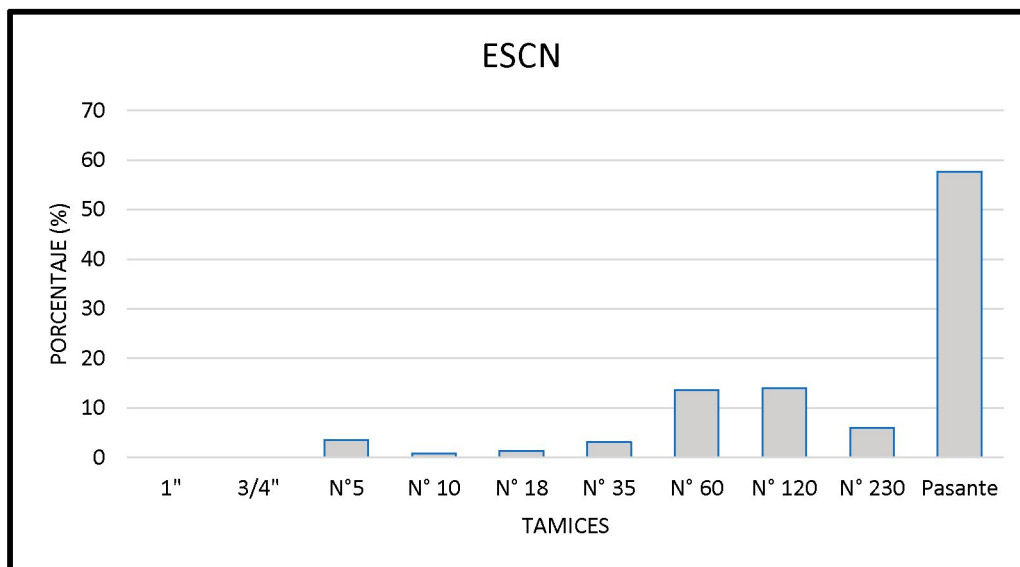


Figura 50. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra ESCN.

ESCS en húmedo

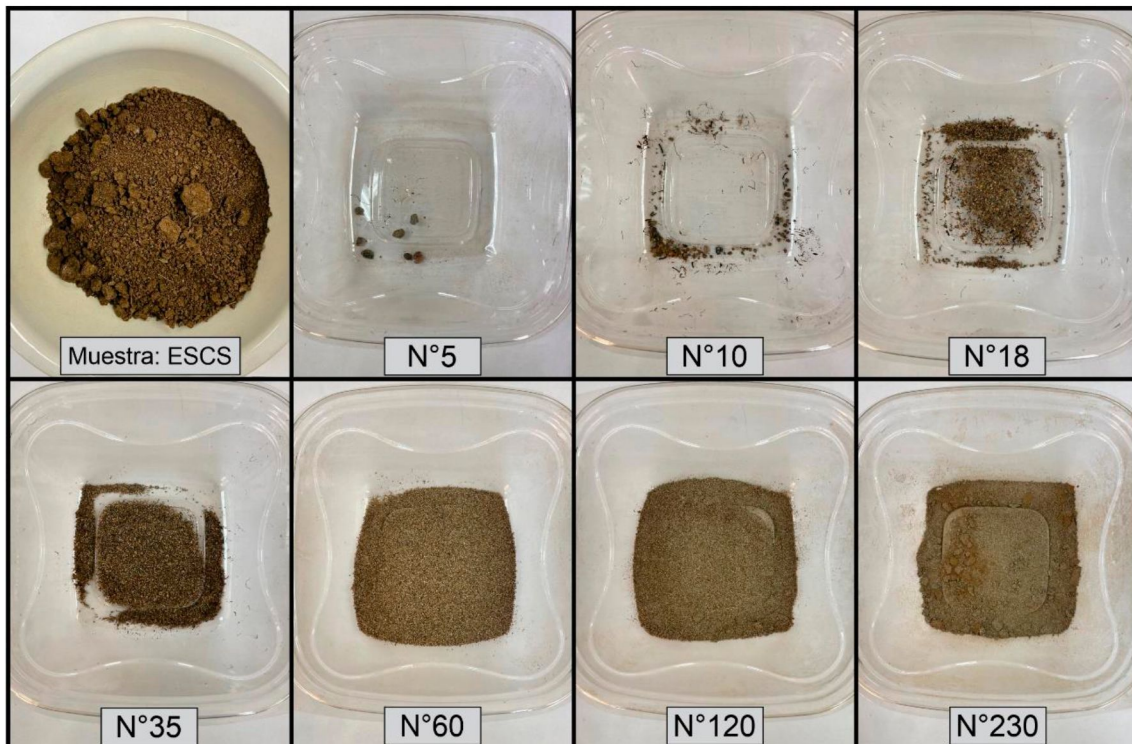


Figura 51. Muestra correspondiente al ESCS. Bandejas individuales correspondiente a la fracción de la muestra retenida en cada uno de los tamices utilizados luego del análisis granulométrico en húmedo.

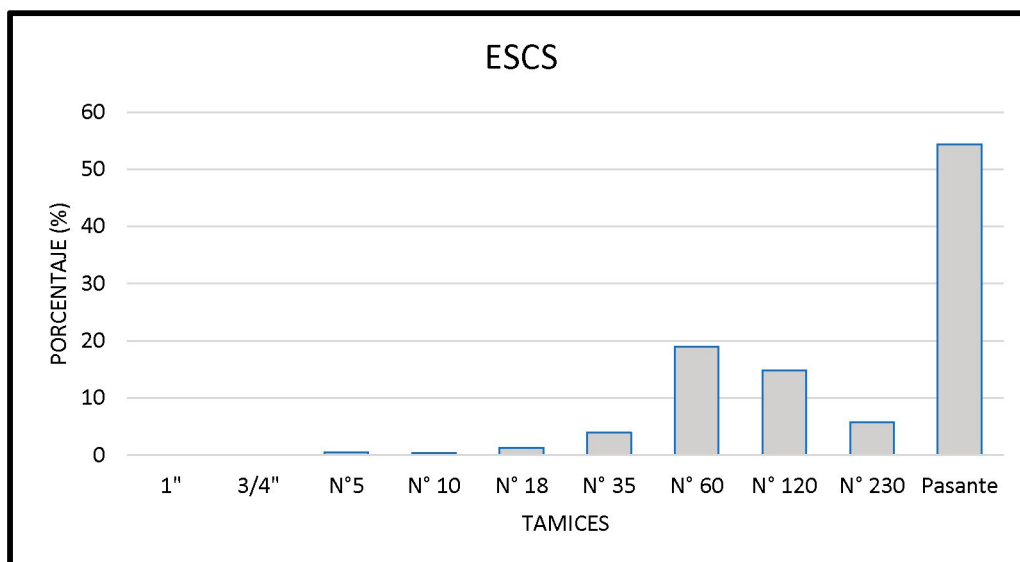


Figura 52. Gráfico de barras representando los resultados del análisis granulométrico en húmedo de la muestra ESCS.