

**Tesis Doctoral**

**ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y  
SEDIMENTOLÓGICO DE LAGOS Y LAGUNAS  
DE ALTURA DE LOS ANDES FUEGUINOS**

**Cristina Natalia San Martín**

Directores:

Dr. J. Federico Ponce  
Dr. J. Marcelo Krause

Año 2022



*Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco*  
*Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud*  
*Departamento de Geología*



Tesis Doctoral

**ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y  
SEDIMENTOLÓGICO DE LAGOS Y  
LAGUNAS DE ALTURA DE LOS  
ANDES FUEGUINOS**

**Cristina Natalia San Martín**

Directores:

Dr. J. Federico Ponce  
Dr. J. Marcelo Krause

Año 2022

*A mi mamá*

*A Ale, mi compañero*

## **Agradecimientos**

A mis directores de tesis, Federico Ponce (CADIC-CONICET) y Marcelo Krause (Museo Egidio Feruglio), y a mi codirectora de beca doctoral, Andrea Coronato (CADIC-CONICET). Un gracias especial a Fede, por confiar en mí, ayudarme a crecer en el conocimiento de esta temática y por brindarme su paciencia, apoyo y libertad en las decisiones tomadas para completar cada etapa del desarrollo de esta Tesis.

Agradezco a las instituciones que fueron parte del financiamiento de todo el trabajo involucrado en esta Tesis. En primer lugar, al CONICET, por brindarme una beca doctoral correspondiente al plan: “Fluctuaciones en glaciares de circo de los Andes Fueguinos durante los últimos mil años en base al estudio sedimentológico de testigos lacustres”. En segundo lugar, a la AGENCIA, por financiar el proyecto Préstamo BID-PICT 201-1009 “Estudio de fluctuaciones en glaciares de circo de los Andes Fueguinos durante los últimos mil años en base al estudio multiproxy de testigos lacustres” dirigido por el Dr. J. Federico Ponce. En tercer lugar, a la Secretaría de Ciencia y Técnica de la UNPSJB por otorgarme financiamiento para una estancia corta de investigación en el exterior. Finalmente, al laboratorio LacCore-CSDCO por permitirme hacer uso de sus instalaciones y analizar mis testigos sedimentarios a un costo mínimo.

Al personal de CADIC y del Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario, por abrirme un lugar en sus instalaciones y brindarme el equipamiento necesario para concretar los objetivos. También, por facilitarme una vivienda para convivir con mi familia en Ushuaia.

A mis compa-amigues de la oficina 6, de CADIC, de Ushuaia que hicieron que estos años se complementen de risas, reflexiones y descargos: Cande, Lucho, Xime, la Peco, Pame, Sami, Eri, Sole, Fer, Rama y tío Nacho.

A la enorme cantidad de personas que, desinteresadamente, me acompañaron y colaboraron en las diferentes campañas y cuyo apoyo fue fundamental para cumplimentar la etapa de toma datos: Cande Gorza, Lucho Díaz Balocchi, Ale Montes, Nacho Magneres, Julio Escobar, Pau Montero, Adol Savoretti, Dami Fernández, Sole Candel, Marilén Fernández, Fer Santiago, Diego Quiroga, Fernando Encinas, Luis Jara, a Fede, Coni, Pau, Iñaki y Marcos (estudiantes de la carrera de Geología de la UNTDF, algunos hoy ya graduados), a

Amancay, Mariana, Cinthia y Juan Pablo (estudiantes de la carrera de Ciencias Ambientales de la UNTDF). En especial a Carlitos y Pato, alumnos de Geología de la UNPSJB, que viajaron hasta Ushuaia para colaborar en la campaña más exigida de esta Tesis. Y un gracias gigante a Ramiro López (CADIC-CONICET) por embarcarse en hacer las manualidades necesarias para poder conseguir los testigos y datos batimétricos.

A Mark Shapley, por recibirme en su hogar y brindarme su amistad.

A mis amigas de la vida, Belu, Mari, Jenni, Caro P., que siempre me brindaron su apoyo desde la distancia. A los amigos que me regaló la Uni, Sabri, Caro Ch., Mati, Chucaro, quienes hicieron que estudiar Geología sea mucho más divertido.

A mi mamá, por sus esfuerzos y por siempre motivarnos a estudiar. A mis hermanas, Ale y Marina, por apoyar siempre mis ganas de aprender y por ayudarme a cumplir mis objetivos académicos.

A Ale y Lina, mis compañeros de vida y pilares durante todo este proceso de aprendizaje.

## Resumen

Los Andes Fueguinos se ubican en el sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego y, al igual que gran parte de ésta, fueron englazados en reiteradas oportunidades durante el Pleistoceno. La acción erosiva de los glaciares quedó fuertemente registrada en su paisaje, siendo los circos y valles los rasgos erosivos más distintivos y abundantes. Éstos, en su interior, presentan numerosas cubetas de sobreexcavación glacial ocupadas por turberas, lagos y lagunas, siendo estas últimas el objeto de estudio de esta Tesis Doctoral.

Los objetivos principales consisten en: i) caracterizar geomorfológicamente y sedimentológicamente lagunas de altura de los Andes Fueguinos; ii) identificar cambios climáticos y ambientales durante el último milenio en Tierra del Fuego (TDF) y iii) compararlos y correlacionarlos con aquellos provenientes de registros fósiles estudiados en turberas, para establecer la cronología regional de eventos paleoclimáticos durante el Holoceno tardío. Para la resolución de estos objetivos se presentan tres ejes de estudio principales: i) desarrollo de un inventario y análisis morfométrico de lagos y lagunas de altura de los Andes Fueguinos; ii) un mapeo y análisis geomorfológico de cinco sitios seleccionados de acuerdo a la presencia de lagunas de altura y a sus orientaciones hacia diferentes puntos cardinales; y iii) análisis sedimentológico y geoquímico de dos testigos obtenidos del fondo de dos lagunas, seleccionadas en base a la presencia de morenas asignadas a la Pequeña Edad de Hielo (PEH; < 1.000 años).

Mediante el análisis de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación se inventariaron 346 lagos y lagunas de agua dulce, emplazados en circos, valles glaciales principales y colgantes, cols, superficies de erosión glacial y laderas, y se registraron atributos y parámetros morfométricos para cada uno. Del análisis cuantitativo de 335 cuerpos de agua inventariados surge que su emplazamiento más recurrente es en circos y entre 800 y 700 m s. n. m. El desarrollo areal, la orientación y la forma de estos cuerpos de agua están controlados por las geofomas en las que se emplazan, siendo la superficie media de 0,057 km<sup>2</sup>, la orientación dominante hacia el SE y la forma predominante circular. La posición relativa de las lagunas respecto a los modelos de deglaciación luego del Último Máximo Glacial (UMG) y al alcance de distintos pulsos glaciales descritos en la zona de estudio permite determinar que el origen de estas lagunas se extiende desde el inicio del Tardiglacial hasta la actualidad. El orden de formación sería: i) lagunas

emplazadas en el piso de valles principales, al inicio del Tardiglacial; ii) lagunas ubicadas en el piso de valles colgantes, cols y superficies de erosión glacial, posiblemente hacia fines del Tardiglacial-Holoceno temprano; iii) lagunas de circo, a partir del Holoceno temprano hasta la actualidad. Las lagunas ubicadas aguas arriba de morenas PEH (lagunas post-PEH) se formaron durante el último siglo.

El desarrollo y distribución de glaciares, la ocurrencia de procesos erosivos glaciales, de remoción en masa, proglaciales y periglaciales, y la configuración morfométrica de los circos, valles y lagunas de los Andes Fueguinos han sido controlados por el relieve preexistente, la litología, las estructuras tectónicas, la posición latitudinal ( $54^{\circ} 23'$  a  $55^{\circ}$ ), la ubicación geográfica insular, las condiciones climáticas dominadas por los vientos húmedos del O y SO, y una mayor insolación en laderas con orientación N. Estos agentes de control han intervenido principalmente en la disposición, predominante hacia el SE, de las geoformas primarias (circos y valles), en las cuales se emplazan las lagunas, y que comprende la orientación más favorable para el desarrollo de glaciares y cubetas de sobreexcavación glacial. A su vez, los arcos morénicos asignados a avances glaciales del Tardiglacial, Holoceno medio y tardío, se ubican principalmente en circos y valles orientados hacia el S y SE.

Se reconocieron geoformas de origen glacial (glacial marginal y subglacial), proglacial, glacifluvial, periglacial, de remoción en masa y fluvial a partir de la confección de mapas geomorfológicos de detalle y descripción de unidades geomorfológicas en los sitios Esmeralda (orientación S), Ceniza (S), Turquesa (N), Cinco Hermanos (SO) y glaciar Chato (SE). La amplitud altitudinal y las orientaciones de los circos y valles han ejercido un control en el desarrollo de geoformas en su interior. Esto genera que, en laderas con orientación hacia el cuadrante S y superiores a 580 m s. n. m. se desarrollen lóbulos de soliflucción y glaciares de roca activos. La presencia de estos glaciares permite proponer la existencia de permafrost esporádico en los sitios Ceniza y Cinco Hermanos. Asimismo, las morenas PEH se encuentran en cotas entre 560 y 930 m s. n. m. y asociadas a laderas de exposición S. Los sitios que alcanzan altitudes inferiores a la línea de bosque, hasta 200 m s. n. m., se encuentran tapizados por vegetación, allí dominan los procesos fluviales y el desarrollo de turberas. Las geoformas asociadas a procesos de remoción en masa se encuentran en todos los sitios, aunque en los sectores de mayor altitud son más activos que

en aquellos con cobertura vegetal. El desarrollo de geoformas en circos y valles se vincula al ajuste geomorfológico producido a partir de los principales cambios climáticos ocurridos desde el UMG, principalmente mediante procesos proglaciales y paraglaciales acontecidos durante el Tardiglacial y luego de los avances Tardiglaciales y Neoglaciales. Estos avances se registran, mediante arcos morénicos, sólo en algunos sitios de los Andes Fueguinos, como el valle de Esmeralda, Ceniza y glaciario Chato. Los glaciares que aún persisten en los circos se ubican en el sector centro-occidental del área de estudio, debido a la mayor altitud topográfica y a la mayor precipitación a causa del efecto de sombra pluviométrica. Se reconocen 34 lagunas que reciben el aporte directo de agua de deshielo de algunos de estos glaciares. A su vez, estos glaciares de circo se encuentran en constante retroceso y dando lugar al desarrollo de geoformas proglaciales y la generación de nuevas lagunas.

El estudio de testigos sedimentarios obtenidos en las lagunas Esmeralda y Ceniza, comprende un análisis sedimentológico, mineralógico y geoquímico elemental. Las edades radiocarbónicas arrojan un registro de, al menos, los últimos 2.775 años cal. A.P. y 1.575 años cal. A.P., respectivamente. Se reconocen facies asociadas a momentos de baja temperatura y avance glacial (facies denominadas por harina de roca, limosas), al congelamiento de la superficie lagunar (facies limoarcillosas), y a momentos de elevado escurrimiento superficial, por tanto, a deshielo glacial (facies limoarenosas y arenolimosas). Asimismo, se identifican facies vinculadas a procesos de remoción en masa de laderas circundantes a las lagunas (arenolimosas). Las facies posteriores a 1.000 años cal. A.P. se vinculan con los principales cambios climáticos reconocidos durante el Holoceno tardío, principalmente el Óptimo Climático Medieval (OCM) y la PEH. En la sección superior del testigo de laguna Ceniza, la ocurrencia de facies limoarenosas podrían asociarse al OCM, mientras que las facies limosas y limoarcillosas tendrían mayor desarrollo durante la PEH. Estas variaciones climáticas se asocian a los eventos de oscilación antártica y migración de los vientos del oeste, y son correlacionables con interpretaciones generadas a partir de estudios polínicos llevados a cabo por diferentes autores en turberas de la zona. Estos resultados demuestran que el estudio de testigos sedimentarios de lagunas proglaciales se puede correlacionar con el desarrollo geomorfológico y la dinámica externa a los cuerpos de agua, demostrando ser de gran relevancia en las interpretaciones paleoclimáticas y

paleoambientales del Holoceno tardío y un excelente complemento a los estudios basados en otros *proxies*.

Palabras clave: geomorfología glacial, lagunas proglaciales, morfometría, testigos sedimentarios lacustres, Holoceno tardío, Pequeña Edad de Hielo

## **Geomorphological and sedimentological study of high altitude lakes of the Fuegian Andes**

### **Abstract**

The Fuegian Andes, located in the south of the Isla Grande de Tierra del Fuego underwent several glaciations events during the Pleistocene. The glacial, erosive action strongly shaped the landscape, being the cirques and valleys the most distinctive and abundant erosive features. Many of these cirques and valleys have numerous overdeepened glacial basins, currently occupied by peat bogs, lakes, and tarns, being both lakes and tarns, study subject of this Thesis.

The main objectives of this study are: i) to characterize the geomorphology and sedimentology of high altitude lakes in the Fuegian Andes; ii) to identify climatic and environmental changes during the last millennium in Tierra del Fuego (TDF); and iii) to correlate these environmental changes with those recognized in the fossil records from peatlands, in order to establish the regional chronology of paleoclimatic events during the late Holocene. In order to achieve these objectives, three main lines of study are presented: (i) making of an inventory and morphometric analysis of high altitude lakes and tarns; (ii) mapping and geomorphological analysis of five sites selected, according to the presence of high altitude lakes and orientations towards different cardinal points; and (iii) sedimentological and geochemical analysis of two cores obtained from the bottom of two lakes, selected based on the presence of moraines assigned to the Little Ice Age (LIA; < 1.000 years).

The analysis of satellite images and digital elevation models allowed identify 346 freshwater lakes and tarns. These water bodies, located in cirques, main and hanging glacial valleys, cols, glacial erosion surfaces, and slopes, were featured through attributes and morphometric parameters. The quantitative analysis on 335 inventoried water bodies, allow determined to cirques as most recurrent emplacement site, in the altitude range of 800 and 700 m a. s. l. The area, orientation, and shape of these water bodies are controlled by the landforms in surroundings. The mean surface area is 0.057 km<sup>2</sup>, the dominant orientation is towards SE, and the predominant shape is circular. Based on the relative position of the water bodies, regard to the deglaciation patterns after the Last Glacial Maximum (LGM), and the outer boundaries of different glacial pulses described in the study area, allows us to

determine that these lakes and tarns formed from the beginning of the Tardiglacial up to the present. The order of formation is: i) lakes located on the floor of the main valleys; ii) lakes and tarns located on the floor of hanging valleys, cols and glacial erosion surfaces, possibly in the end of the Late Tardiglacial-Early Holocene; and iii) lakes located in cirques, from the early Holocene to the present. Lakes upstream of LIA moraines (post-LIA lakes) have formed during the last century.

Features such as distribution of glaciers, occurrence of glacial erosion, mass wasting, proglacial and periglacial processes, and morphometric configuration of cirques, valleys and lakes, were genetically controlled by pre-existing relief, lithology, tectonism, latitudinal position ( $54^{\circ} 23'$  to  $55^{\circ}$ ), insular geographic situation, climatic conditions (humid winds from the W and SW), and north-facing slopes insolation. These control factors favored a predominant SE orientation of the primary landforms (cirques and valleys), in which the lakes are located, and the most favorable orientation for glaciers and overdeepened glacial basins development. In turn, the morainic arcs assigned to glacial advances of the Tardiglacial, middle and late Holocene, are located mainly in cirques and valleys oriented to the S and SE.

Landforms of glacial (ice-marginal and subglacial), proglacial, glacialfluvial, periglacial, mass wasting and fluvial origin were recognized from the preparation of detailed geomorphological mapping, and description of geomorphological units at the Esmeralda (S orientation), Ceniza (S), Turquesa (N), Cinco Hermanos (SW) and Chato glacier (SE) sites. The altitudinal range and the orientation of cirques and valleys have controlled the development of landforms in their interior. Solifluction lobes and active rock glaciers occur on slopes face towards the S quadrant and at altitudes above 580 m a. s. l. The presence of these glaciers allows propose the existence of sporadic permafrost at the Ceniza and Cinco Hermanos sites. LIA moraines are found at altitudes between 560 and 930 m a. s. l. and are associated with south-faced slopes. The sites at altitudes below the forest line, up to 200 m a. s. l., are covered by vegetation, being dominant fluvial processes and formation of peat bogs. The landforms originated by mass wasting processes are found in all sites, being more frequent in high altitude sectors, with scarce vegetation cover. The development of landforms in cirques and valleys is linked to the geomorphological adjustment produced by the climatic changes occurred since the LGM, mainly through

proglacial and paraglacial processes in the Tardiglacial and after the Tardiglacial and Neoglacial advances. These events are recorded through morainic arcs, only in some sites of the Fuegian Andes, such as the Esmeralda, Ceniza and Chato glacier valleys. Extent glaciers inside some cirques, and located in the central-western sector of the study area, persist due to a higher altitude and to the higher precipitation caused by the rain shadow effect. There are 34 lakes that receive the direct contribution of meltwater from some of these glaciers. These cirque glaciers are in constant retreatment, giving rise to the development of proglacial landforms and the generation of new lagoons.

The study of sedimentary cores obtained in the Esmeralda and Ceniza lakes included sedimentological, mineralogical and elemental geochemical analysis. The radiocarbon ages obtained show a record of at least the last 2,775 years cal. B.P. and 1,575 years cal. B.P., respectively. Recognized facies were related to low temperature times (silty rock flour facies), to freeze (surface) lake moments (silty clay facies), and to moments of high surface runoff and glacial thaw (sandy silt and silty sand facies). Furthermore, facies linked to mass wasting processes in slopes surrounding lakes were also identified (silty sand facies). The facies after 1,000 years cal. B.P. are linked to the main climatic changes recognized during the late Holocene, mainly the Medieval Climatic Optimum (MCO) and the LIA. In the upper section of the Laguna Ceniza core, the occurrence of silty sand facies could be associated with the MCO, while silty and silty clay facies would have greater development during the LIA. These climatic variations are associated with the Antarctic oscillation and westerly wind migration events, coinciding with interpretations from pollen studies in peatlands. These results demonstrate that the study of sedimentary cores from proglacial lakes can be correlated with the geomorphological development and external dynamics of water bodies, proving to be a strong proxy for paleoclimatic and paleoenvironmental interpretations for the late Holocene.

Keywords: glacial geomorphology, proglacial lakes, morphometry, lake sediment cores, late Holocene, Little Ice Age

## **Tabla de Contenidos**

Capítulo I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	2
I.1 Geomorfología y lagos proglaciales.....	2
I.2 Los lagos y lagunas proglaciales: características generales .....	5
I.3 Hipótesis de trabajo.....	9
I.4 Objetivos .....	10
Capítulo II.....	11
CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	12
II.1 Ubicación geográfica .....	12
II.1.1 Andes Fueguinos.....	12
II.1.2. Área de estudio .....	13
II.2 Fisiografía .....	16
II.2.1 Características del relieve .....	16
II.2.2 Clima.....	18
II.2.2.1 Temperatura .....	19
II.2.2.2 Precipitación .....	20
II.2.2.3 Viento.....	20
II.2.3 Glaciares .....	21
II.2.4 Vegetación .....	23



III.3. Holoceno tardío en el registro sedimentario de Tierra del Fuego .....	42
Capítulo IV .....	45
METODOLOGÍA.....	46
IV.1 Inventario y morfometría de lagos y lagunas de altura .....	46
IV.1.1 Identificación y digitalización de lagos y lagunas de altura.....	46
IV.1.2 Atributos y parámetros morfométricos.....	48
IV.2 Análisis geomorfológico, relevamiento batimétrico y obtención y análisis de testigos sedimentarios en los sitios seleccionados (valles y circos de las lagunas Esmeralda, Ceniza, Turquesa, Cinco Hermanos y glaciar Chato).....	50
IV.2.1 Mapeo geomorfológico .....	51
IV.2.2 Batimetría de lagunas seleccionadas .....	52
IV.2.2.1 Ecosonda .....	52
III.2.2.2 Georradar .....	53
IV.2.3 Testigos sedimentarios lacustres .....	57
III.2.3.1 Extracción de testigos lacustres .....	57
IV.2.3.2 Análisis de testigos lacustres.....	60
Capítulo V.....	68
RESULTADOS .....	69
V Inventario y análisis morfométrico de lagos y lagunas de altura de los Andes Fueguinos.....	69

V.1 Inventario de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos: características generales	69
V.2 Atributos y parámetros morfométricos de lagos y lagunas de altura de los Andes Fueguinos.....	72
V.2.1 Ubicación.....	73
V.2.2 Altitud.....	74
V.2.3 Orientación .....	75
V.2.4 Posición geomorfológica .....	77
V.2.5 Litología.....	79
V.2.6 Presencia de glaciares .....	80
V.2.7 Morena PEH .....	82
V.2.8 Posición laguna-morena.....	82
V.2.9 Parámetros morfométricos.....	84
V.2.9.1 Área.....	84
V.2.9.2 Perímetro.....	87
V.2.9.3 Desarrollo del perímetro (DL).....	89
V.2.10 Distribución geográfica de las lagunas en relación con la altitud .....	91
V.3 Atributos y parámetros morfométricos asociados a la posición geomorfológica..	92
V.3.1 Ubicación y posición geomorfológica .....	92
V.3.2 Altitud y posición geomorfológica .....	96
V.3.3 Orientación y posición geomorfológica.....	96

IV.3.4 Estratigrafía / litología y posición geomorfológica.....	98
V.3.5 Glaciares y morenas asociadas a la PEH .....	98
V.3.6 Área y posición geomorfológica.....	99
V.3.7 Perímetro y posición geomorfológica.....	101
V.3.8 Desarrollo del perímetro y posición geomorfológica .....	102
V.3.9 Distribución de las lagunas según posición longitudinal, altitud y posición geomorfológica.....	102
V.4 Discusión del análisis morfométrico y geomorfológico de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos .....	107
Capítulo VI.....	112
RESULTADOS .....	113
VI Mapeo y análisis geomorfológico de sitios seleccionados.....	113
VI.1 Sitio Esmeralda.....	114
VI.1.1 Descripción general.....	114
VI.1.2 Batimetría de la laguna Esmeralda.....	116
VI.1.3 Geoformas del sitio Esmeralda.....	116
VI.2 Sitio Ceniza .....	123
VI.2.1 Descripción general.....	123
VI.2.2 Geoformas del sitio Ceniza .....	124
VI.3 Sitio Turquesa.....	130

VI.3.1 Descripción general.....	130
VI.3.2 Batimetría de la laguna Turquesa.....	132
VI.3.3 Geoformas del sitio Turquesa.....	132
VI.4 Sitio Cinco Hermanos .....	137
VI.4.1 Descripción general.....	137
VI.4.2 Geoformas del sitio Cinco Hermanos .....	138
VI.5 Sitio glaciar Chato.....	142
VI.5.1 Descripción general.....	142
VI.5.2 Geoformas del sitio glaciar Chato.....	143
VI.6. Discusiones sobre el desarrollo geomorfológico en los sitios de estudio .....	159
VI.6.1 Desarrollo geomorfológico de circos y valles de los sitios estudiados .....	159
VI.6.2 Geoformas asociadas a procesos paraglaciales y avances glaciales posteriores al UMG.....	162
VI.6.3 Geoformas asociadas a procesos periglaciales recientes y actuales.....	165
VI.6.4 Geoformas proglaciales asociadas al retroceso glacial reciente.....	167
Capítulo VII.....	171
RESULTADOS .....	172
VII Análisis de testigos sedimentarios lacustres .....	172
VII.1 Testigo CZA18.....	172
VII.1.1 Definición de litofacies .....	174

VII.1.2 Análisis de geoquímica elemental.....	179
VII.1.2 Interpretación de litofacies.....	183
VII.1.3 Edades radiocarbónicas y modelo de edad-profundidad.....	189
VII.2 Testigo ESM17 .....	190
VII.2.1 Definición de litofacies .....	192
VII.2.2 Análisis de geoquímica elemental.....	195
VII.2.3 Interpretación de facies .....	198
VII.3 Discusión de las implicancias paleoambientales y paleoclimáticas de los testigos CZA18 y ESM17 .....	202
Capítulo VIII.....	211
VIII Evolución paleoambiental de los ambientes lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG hasta la actualidad .....	212
Conclusiones.....	225
Bibliografía.....	231
ANEXO I.....	266
Inventario de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos .....	266

# Capítulo I

Introducción al tema de estudio, hipótesis y objetivos



## INTRODUCCIÓN

### I.1 Geomorfología y lagos proglaciales

Los Andes Fueguinos, al igual que gran parte del resto de la Isla Grande de Tierra del Fuego (IGTDF), fueron englazados en reiteradas oportunidades durante el Pleistoceno. El canal Beagle y los Andes Fueguinos fueron ocupados por una red de glaciares de distinta magnitud durante el Último Máximo Glacial (UMG, ca. 25 ka años cal. A.P.; Rabassa, 2008) (Fig. I.1). Los glaciares de descarga del manto de hielo de montaña instalado en la cordillera Darwin (2.000 m s. n. m., 55° S 69° O), fluyeron siguiendo valles o depresiones preexistentes tales como el estrecho de Magallanes, la bahía Inútil-San Sebastián, el lago Fagnano y el canal Beagle. Glaciares alpinos desarrollados en circos y valles de altura en los Andes fueguinos confluían con los glaciares mayores y generaban una red de englazamiento regional (Coronato, 1995a,b).



**Figura I.1:** Extensión del manto de hielo y lóbulos de descarga durante el UMG en Tierra del Fuego. Tomado de Ponce y Fernández (2014).

La acción erosiva de los glaciares quedó fuertemente registrada en el paisaje de los Andes Fueguinos, siendo los circos y valles glaciales los rasgos erosivos más distintivos y abundantes. Las máximas extensiones del reavance de los frentes glaciales durante los eventos fríos del Tardiglacial y el Holoceno se reconocen en base a la posición de morenas frontales que se encuentran en el interior de los valles glaciales colgantes y circos (Rabassa *et al.*, 1990a; Strelin *et al.*, 2001; Planas *et al.*, 2002; Menounos *et al.*, 2013; Ponce *et al.*,

2015). Turberas, pequeños lagos y lagunas de altura (tipo *tarns* y lagunas en rosario) ocupan actualmente el piso de varios de los circos y valles glaciales. Algunos de estos lagos y lagunas de altura se encuentran en contacto o a escasa distancia de glaciares, constituyendo verdaderos lagos y lagunas proglaciales.

El análisis geomorfológico de lagos y lagunas de altura puede brindar información sobre la evolución paleoambiental y paleoclimática de sus cuencas, vinculada principalmente a su historia glacial (Wetzel, 2000; Haeberli *et al.*, 2016a; Buckel *et al.*, 2018). El relieve de alta montaña está sujeto a continuas modificaciones a través de procesos glaciales, periglaciales y paraglaciales, y el calentamiento global reciente afecta fuertemente esas tasas de cambio (Haerbeli *et al.*, 2013). Por otro lado, el conocimiento morfométrico detallado de lagos y lagunas de una región, permite realizar una evaluación regional de las condiciones ambientales de emplazamiento de estos cuerpos de agua de altura. De esta forma, se puede vincular su origen a condiciones paleoclimáticas particulares y/o geológicas favorables (control estructural y/o litológico), como también a los cambios recientes de los glaciares que se encuentran en sus cuencas y que son determinantes en la evolución de estos cuerpos de agua (Hutchinson, 1957; Catalan *et al.*, 2006; Emmer *et al.*, 2016; Haberli *et al.*, 2016b; Necsoiu *et al.*, 2016; Buckel *et al.*, 2018). El acceso a esta información es importante porque las lagunas representan un recurso hídrico considerable (Haerbeli *et al.*, 2016b). Su capacidad de almacenamiento actual y futura influye en las contribuciones del deshielo al aumento del nivel del mar a nivel mundial (Loriaux y Casassa, 2013; Carrivick *et al.*, 2016). Además, son la fuente de inundaciones repentinas potencialmente catastróficas (aluviones, inundaciones por desborde violento de lago glacial o *Glacial Lake Outburst Floods* (GLOFs)) (Haeberli *et al.*, 1989; Reynolds, 1992; Carrivick y Tweed, 2016) que se consideran las más grandes y peligrosas en términos de desastre y daño potencial (PNUMA, 2007).

Los sedimentos del fondo de estos cuerpos de agua son transportados casi exclusivamente por el agua de fusión glacial. Variaciones en los caudales de estos cursos de agua producto de cambios en la tasa de fusión glacial producirán variaciones sedimentológicas en los registros lacustres (Karlén, 1976; Leemann y Niessen, 1994a,b; Leonard, 1997; Simonneau *et al.*, 2014). Otras fuentes de aporte de sedimentos están relacionadas con procesos de remoción en masa desarrollados en las laderas que delimitan

la cuenca lacustre. Actualmente, estos procesos son comunes dentro de la zona de estudio (Onorato *et al.*, 2011; Abascal y González Bonorino, 2015). Asimismo, han ocurrido a lo largo del Holoceno, asociados a períodos de mayor humedad (Borromei *et al.*, 2010) y, en algunos casos, a eventos paraglaciales como consecuencia de la deglaciación de valles y circos durante el Tardiglacial y el Holoceno. En este sentido, el estudio del contenido sedimentológico y composicional de testigos sedimentarios de lagos y lagunas de altura puede brindar valiosa información paleoclimática y paleoambiental (Matthews y Karlén, 1992; Batarbee, 2000; Nesje *et al.*, 2001; Catalan *et al.*, 2006; LaBrecque y Kaufman, 2016; Nielsen *et al.*, 2016).

La información que brindan los testigos sedimentarios se relaciona principalmente con la ocurrencia de procesos de remoción en masa y el comportamiento de los glaciares durante el Holoceno tardío, período de tiempo en el cual se desarrollaron dos eventos climáticos de carácter global conocidos como “Óptimo Climático Medieval” (OCM; Lamb, 1965) y “Pequeña Edad de Hielo” (PEH; Matthes, 1939). El OCM (1.100 – 900 años cal. AP; Compagnucci, 2011) representa el evento de calentamiento natural más reciente, asociado a una marcada temperatura y variabilidad hidroclimática en muchas partes del mundo (Lüning *et al.*, 2019a). Se caracterizó por inviernos poco severos y veranos muy secos, las zonas de vegetación andina se desplazaron hacia cotas mayores, los glaciares retrocedieron, la productividad biológica aumentó en los lagos de altura, se acortó la duración de la cobertura de hielo en los lagos andinos durante la estación fría y los árboles produjeron anillos anuales más gruesos (Lamb, 1965; Neukom *et al.*, 2011; Flantua *et al.*, 2016; Lüning *et al.*, 2019a). La PEH es un evento climático frío que ocurrió entre el s. XV y mediados del s. XIX, con pulsos más fríos en 1650 AD, 1770 AD y 1850 AD (Compagnucci, 2011), los que causaron el avance de glaciares de montaña, congelamiento de grandes ríos de zonas bajas y la ocurrencia de períodos tormentosos con excesos hídricos (Wanner *et al.*, 2008). Las bajas temperaturas fueron causadas por una combinación de grandes erupciones volcánicas, mínima actividad solar y la variabilidad climática consecuente. En Tierra del Fuego no ha podido establecerse aún una cronología para el OCM y la PEH, fundamentalmente debido a que no se han aplicado métodos cronológicos absolutos.

En la presente tesis doctoral se desarrolla un estudio geomorfológico-sedimentológico integral de lagunas ubicadas en valles de altura y circos en los Andes Fueguinos. El objetivo principal es interpretar su evolución geomorfológica desde el UMG y obtener información paleoambiental y paleoclimática de sus sedimentos para interpretar la historia glacial de estos ambientes durante el Holoceno tardío. El estudio incluye un inventario de todos los lagos y lagunas de altura de los Andes Fueguinos junto a un análisis morfométrico y clasificación según la posición geomorfológica de emplazamiento. Además, se presenta el estudio geomorfológico detallado de los circos y valles donde se emplazan cinco de estas lagunas, seleccionados en función de sus orientaciones respecto a los puntos cardinales. El estudio también incluye el análisis de testigos de sedimentos lacustres obtenidos de dos de estas lagunas de altura con el fin de identificar de manera indirecta fluctuaciones glaciales durante el Holoceno tardío y, a su vez, cambios climáticos asociados.

## **I.2 Los lagos y lagunas proglaciales: características generales**

Los lagos proglaciales incluyen cuencas lacustres que se encuentran en contacto con el frente de un glaciar y lagos que, si bien se encuentran separados del glaciar, resultan fuertemente influenciados por éste por recibir aportes de agua de deshielo (Meybeck, 1995). Pueden estar represados por el hielo, el lecho de roca, morenas, restos de desprendimientos o por otros sedimentos.

Los lagos proglaciales poseen un significado paleoclimático muy importante dentro del Cuaternario, conforme su registro estratigráfico constituye uno de los archivos del cambio climático continental más continuo desde el inicio del Holoceno hasta el presente (p. ej., Hicks *et al.*, 1990; Leonard y Reasoner, 1999; Charlet *et al.*, 2008; Waldmann *et al.*, 2010; Rayburn *et al.*, 2011). El carácter y comportamiento de los lagos proglaciales está fuertemente relacionado con el clima, a través del balance energético de la superficie, y también con sistemas geológicos más amplios, a través de la dinámica de los glaciares, el agua de deshielo y los flujos de sedimentos (Larsen *et al.*, 2011; Carrivick y Tweed, 2013).

Los lagos proglaciales interrumpen el suministro de agua de deshielo y sedimentos a las zonas proglaciales y, en última instancia, a los océanos o cuencas lacustres más bajas. La sedimentación en ellos es un archivo geocronológico excepcionalmente importante que registra patrones de la fluctuación del agua de deshielo proveniente de los glaciares:

intertemporales a corto plazo, patrones interanuales y patrones a largo plazo. Por lo tanto, sus registros se utilizan por aproximación para reconstruir el balance de masa de los glaciares (p. ej., Phillips *et al.*, 1996; Larsen *et al.*, 2011), aunque esto puede ser muy variable entre cuencas y a través del tiempo (Carrivick y Chase, 2011).

Existe una marcada diferencia de temperatura entre el agua que ingresa al lago y el agua del cuerpo receptor, lo que genera estratificación de la masa de agua dentro del lago (Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010; Carrivick y Twwed, 2013). El agua de deshielo que entra en un lago proglacial suele tener una temperatura cercana a los 0 °C. Por el contrario, las corrientes de agua de las laderas o de las aguas subterráneas pueden estar, al menos, 10 °C más calientes. En respuesta a estas diferencias de temperatura y a los cambios estacionales de las fuentes de agua y de los volúmenes de agua de deshielo, los lagos proglaciales suelen desarrollar una capa bien mezclada de agua más caliente y de menor densidad en la parte superior de la columna de agua. En los lagos proglaciales de alta latitud y de alta montaña esto ocurre durante el verano. En otoño, las aguas superficiales de los lagos proglaciales de alta latitud y alta montaña, que suelen ser frías, se vuelven más densas y, en consecuencia, se hunden. De este modo, el perfil vertical de temperatura de un lago proglacial típico puede invertirse, quizá dos veces al año en el caso de los lagos que están alejados de un margen de hielo (Ashley, 1995; Richards *et al.*, 2012).

La separación física de un lago proglacial distal de un glaciar implica que la carga suspendida y el tamaño de los clastos sean menores en comparación con los de los lagos en contacto con el hielo. Los sedimentos glacialacustres distales se caracterizan por ser sedimentos deltaicos, de grano fino, progradantes, de suave inclinación y por componerse de sedimentos de fondo rítmicos y de arena, limo y arcilla (p. ej., Loso *et al.*, 2004). Tras la deglaciación, la sedimentación en los lagos proglaciales puede estar dominada por la actividad paraglacial (Ballantyne, 2003) o por procesos de ladera (p. ej. Gilbert y Desloges, 2005). Esta progresión del estilo de sedimentación es especialmente evidente en las cuencas lacustres pequeñas y en las zonas montañosas comprenderá predominantemente el desprendimiento de los depósitos glacialigénicos de las laderas del valle para generar grandes flujos de escombros subacuáticos (Desloges, 1994; Martini y Brookfield, 1995; Dirszowsky y Desloges, 1997; Johnsen y Brennand, 2006). Los estilos o tasas de sedimentación rápidamente alterados y, por lo tanto, el retroceso o el avance del hielo regional (sin

contacto con el hielo) pueden inferirse por cambios abruptos o discordancias en la secuencia del tamaño del grano, la mineralogía y la composición biológica (p. ej., Schiefer y Gilbert, 2008).

En resumen, estos sumideros de sedimentos tienen un gran potencial para registrar evidencias sobre cambios en el aporte de sedimentos de las cuencas en las que están situados a una escala de resolución relativamente alta. De esta manera, pueden proporcionar información sobre las tasas de sedimentación a mediano y largo plazo a escala de cuenca (p. ej., Liermann *et al.*, 2012) y, a la vez, la cronología de la sedimentación lacustre puede utilizarse como evidencia indirecta de los cambios hidrológicos regionales y la variabilidad del clima (Desloges y Gilbert, 1998). Normalmente se considera que los flujos de sedimentos en los entornos glaciares son más elevados inmediatamente después de la deglaciación, debido a la sobre elevación del relieve y al reajuste de la pendiente paraglacial (p. ej., Hallet *et al.*, 1996; Leonard, 1997; Ballantyne, 2002; Orwin y Smart, 2004). Esta complicación en cuanto a si las mayores tasas de sedimentación representan la deglaciación o el aumento del tamaño de las masas de hielo tiene importantes implicancias para el uso de los registros de sedimentos en el contexto de las reconstrucciones de la historia de los glaciares y del clima.

En la Tabla I.1 se presenta un resumen de las características y la importancia geológica de los lagos proglaciales.

**Tabla I.1:** Resumen de los factores y características que influyen en el desarrollo de lagos proglaciales y su importancia geológica, adaptado de Carrivick y Tweed (2013).

Parámetro / Proceso	Controles	Características	Comportamiento	Importancia geológica
Profundidad del agua	Relación entre el flujo de entrada y de salida, espesor del hielo, topografía circundante y estabilidad de la presa.	Muy variable espacial y temporalmente entre los lagos y dentro de ellos.	Puede tener una evolución estática, lineal o cíclica.	Aguas profundas (en relación con el espesor del hielo) favorecen los desprendimientos ( <i>calving</i> ), un perfil superficial cóncavo del glaciar y, por tanto, su retroceso. El aumento de la profundidad del agua puede provocar flotación, flexión o fractura del margen de hielo y GLOFs. Controla la estratigrafía (evolución) de los sedimentos deltaicos y las aguas más profundas (lejos del margen de hielo) promueven las laminaciones y la formación de varves.
Batimetría	Terreno glaciariamente deprimido, restregado y alisado, recubierto por limos y arcillas.	Suelo plano y superficie casi impermeable.		Uno de los indicadores más obvios y omnipresentes de las posiciones y extensiones de los lagos del pasado. Favorece el desarrollo de turberas postglaciales.
Estratificación de la densidad del agua	Temperatura y concentración de sedimentos en suspensión, es decir, tipo, equilibrio y régimen de las fuentes de agua.	La magnitud de la densidad está determinada en gran medida por el sedimento en suspensión. Perfil de densidad dominado por la dinámica de la temperatura del agua.	Inversión estacional del perfil de temperatura. Plumas de sedimento basal (corrientes de densidad).	La identificación del tipo de gradiente de densidad puede ayudar a distinguir entre un lago en contacto con el hielo (gradiente de densidad dominado por el sedimento en suspensión) y un lago sin contacto con el hielo (gradiente de densidad dominado por la temperatura). El gradiente de densidad controla la circulación y, por tanto, el estilo y los patrones de sedimentación. Controla la actividad química y biológica.
Sedimentación	Producción de témpanos/ <i>calving</i> . Concentración de sedimentos en suspensión de las corrientes de entrada. Distancia del margen de hielo. Estabilidad del margen de hielo y de la red de drenaje glacial.	Till, depósitos deltaicos, varves y otras ritmitas, restos de hielo, <i>dropstones</i> , depósitos de playa o costa.	Ciclos de sedimentación diurnos y estacionales.	Representación del control del comportamiento de los glaciares, el clima y la hidrología de las laderas (Leemann y Niessen, 2004). Los <i>dropstones</i> son diagnósticos de los témpanos y, por lo tanto, de los márgenes de hielo en fase de <i>calving</i> . Los varves, en particular, se utilizan para establecer cronologías glaciales y glacialacustres.
Geoformas	Topografía local, procesos fluviales/glacifluviales, movimientos de remoción en masa.	Morenas proximales en contacto con el hielo, deltas, abanicos y sedimentación paraglacial (depresiones y laderas). Deltas, morenas deltaicas, morenas DeGeer, morenas sublacustres, playas erosionadas por las olas; líneas de costa o terrazas glacialacustres. Abanicos subacuáticos, marcas de témpanos.	Transición espacial en función de la distancia desde el margen de hielo.	Denota la ocurrencia y el estilo de deglaciación. Los sedimentos glacialacustres forman extensos afloramientos (Teller, 1987) y suelen formar rellenos de valles que han sido retrabajados fluvialmente durante el Holoceno (Ballantyne, 2003) En lagos muy grandes (Pleistoceno), las elevaciones de las playas se utilizan para reconstruir el rebote isostático (y, por tanto, el espesor del hielo). Utilizado para inferir la posición y el grosor del margen de hielo. Dirección del avance del hielo y, si es transversal, número de avances del hielo

### **I.3 Hipótesis de trabajo**

#### *Hipótesis 1*

Las características geomorfológicas de las cuencas lagunares de los Andes Fueguinos están influenciadas por su exposición a la radiación solar y a los vientos dominantes portadores de precipitaciones.

#### *Hipótesis 2*

Los avances glaciales de la PEH produjeron disminución en el aporte de sedimentos de origen glaciar en lagos y lagunas proglaciales.

#### *Hipótesis 3*

Durante los últimos 1000 años, en Tierra del Fuego, se registraron momentos de mayor humedad que produjeron inestabilidad en laderas y procesos de remoción en masa, los cuales pueden identificarse en los registros sedimentarios lacustres.

#### *Hipótesis 4*

La composición mineralógica y geoquímica de los registros sedimentarios lacustres presentarán variaciones acordes a fluctuaciones paleoclimáticas.

## **I.4 Objetivos**

### *Objetivos generales*

- 1- Caracterizar geomorfológicamente y sedimentológicamente lagunas de altura de los Andes Fueguinos.
- 2- Identificar cambios climáticos y ambientales durante el último milenio en Tierra del Fuego, a partir del análisis geomorfológico-sedimentológico de los lagos, lagunas y sus cuencas.
- 3- Comparar y correlacionar los datos paleoambientales obtenidos con aquellos provenientes de registros fósiles estudiados en turberas de Tierra del Fuego para establecer la cronología regional de eventos paleoclimáticos durante el Holoceno tardío.

### *Objetivos específicos*

- 1- Realizar un inventario y análisis morfométrico de lagos y lagunas de altura de los Andes Fueguinos.
- 2- Realizar un mapeo geomorfológico de cuencas lagunares seleccionadas según sus orientaciones con respecto a los cuatro puntos cardinales y cercanía a glaciares actuales.
- 3- Analizar e interpretar las variaciones sedimentológicas, geoquímicas y mineralógicas, registradas en testigos obtenidos de lagos y lagunas proglaciales.
- 4- Correlacionar los cambios sedimentológicos identificados en los testigos lacustres con procesos geomorfológicos mapeados.
- 5- Identificar fluctuaciones glaciales, cambios climáticos y ambientales a partir de estudios sedimentológicos de detalle en los testigos lacustres.
- 6- Establecer una cronología de los eventos paleoambientales identificados en base a la datación por  $Pb^{210}$  y  $C^{14}$  de los testigos lacustres.

# Capítulo II

## Características del área de estudio

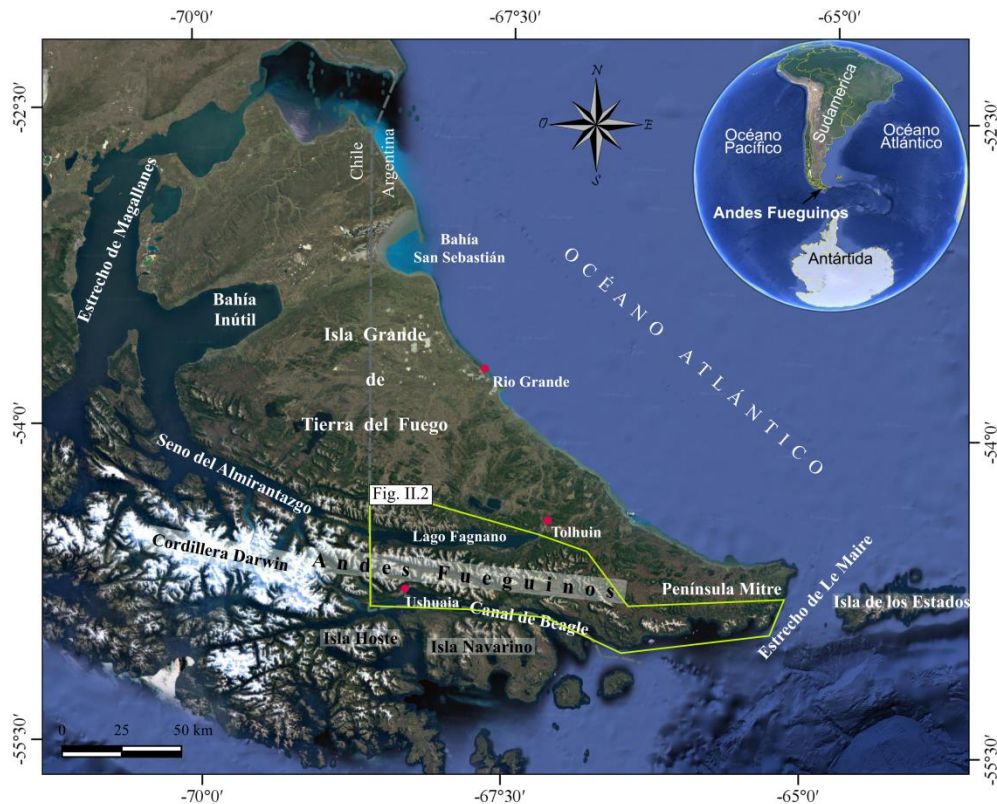


## CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

### II.1 Ubicación geográfica

#### II.1.1 Andes Fueguinos

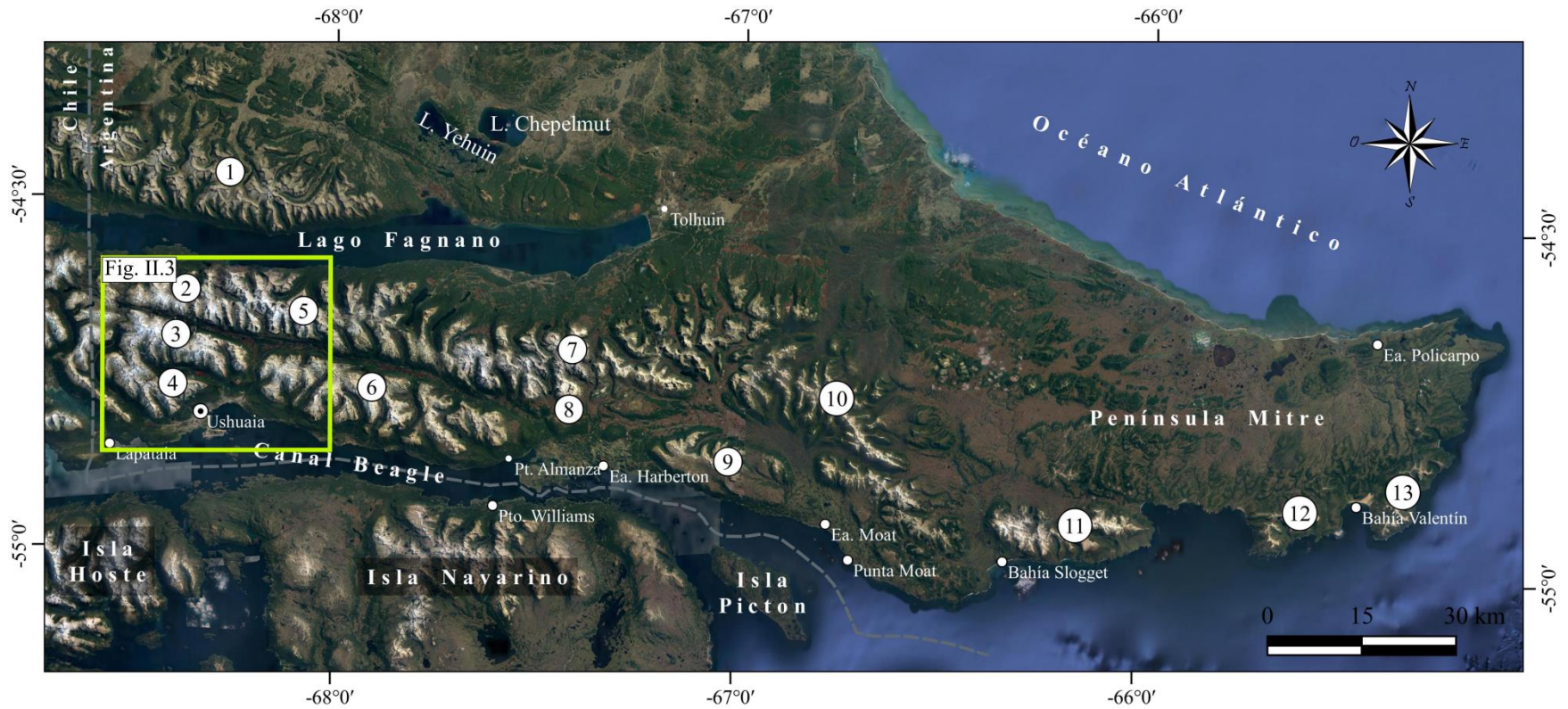
La IGTDF se ubica en el extremo sur de Sudamérica, entre los  $53^{\circ}$  –  $55^{\circ}$  de latitud sur y los  $66^{\circ}$  –  $74^{\circ}$  de longitud O y se encuentra separada del continente por el Estrecho de Magallanes. Los Andes Fueguinos se extienden al S de la IGTDF (Fig. II.1). Comprenden una cadena montañosa correspondiente a la continuación del extremo sur de la Cordillera de los Andes y se localizan al E del orocliño patagónico (Cunningham, 1993), ubicado en el extremo sudoccidental de la IGTDF. Los Andes Fueguinos se extienden desde la Cordillera Darwin (Chile) al O hacia la Península Mitre (Argentina) en el E, continuando en la Isla de los Estados (IDE) a lo largo de la dorsal norte de la Placa de Scotia. Hacia el S se continúan en las islas Hoste, Navarino y demás islas del Archipiélago Fueguino, separadas de la IGTDF por el canal Beagle.



**Figura II.1:** Ubicación de la Isla Grande de Tierra del Fuego y los Andes Fueguinos. El recuadro verde corresponde a la zona de estudio.

*II.1.2. Área de estudio*

La zona de estudio comprende las serranías de mayor elevación de los Andes Fueguinos que se extienden en territorio argentino, entre el límite político internacional con Chile al O ( $68^{\circ} 36' O$ ), la sierra de Beauvoir al norte, la costa atlántica en la Península Mitre al este y la costa norte del canal Beagle al sur (Fig. II.2). Esta zona se extiende 220 km en sentido meridional y un máximo de 48 km en sentido latitudinal. Presenta alturas máximas cercanas a los 1.400 m s. n. m., las cuales descienden en promedio de O a E y de sur a norte. De O a E las serranías son: sierra de Beauvoir (al norte del lago Fagnano), sierra de Vinciguerra, sierra de Valdivieso, montes Martial, sierra de Alvear, sierra de Sorondo, cordón No-top, sierra de Lucas Bridges, sierra de Lucio López, montes Atocha y montes Negros, las tres últimas ubicadas en la Península Mitre. A su vez, esta tesis doctoral comprende el estudio de cinco sitios específicos correspondientes a los valles y circos donde se ubican las lagunas Ceniza ( $54^{\circ} 40' 38'' S 68^{\circ} 13' 13'' O$ ), Esmeralda ( $54^{\circ} 41' 24'' S 68^{\circ} 07' 46'' O$ ), Turquesa ( $54^{\circ} 44' 1'' S 68^{\circ} 08' 37'' O$ ), Cinco Hermanos ( $54^{\circ} 45' 35'' S 68^{\circ} 08' 38'' O$ ) y glaciar Chato ( $54^{\circ} 45' 20'' S 68^{\circ} 30' 04'' O$ ) (Fig. II.3).



**Figura II.2:** Sector de los Andes Fueguinos correspondiente al área de estudio. (1) Sierra de Beauvoir; (2) sierra de Valdivieso; (3) sierra de Vinciguerra; (4) montes Matial; (5) sierra de Alvear; (6) sierra de Sorondo; (7) sierra de Lucas Bridges; (8) cerro Flat Top (9) cordón No-top; (10) sierra de Lucio López; (11) montes Lucio López; (12) montes Atocha; (13) montes Negros. En el recuadro se encuentran los cinco sitios estudiados en esta tesis.

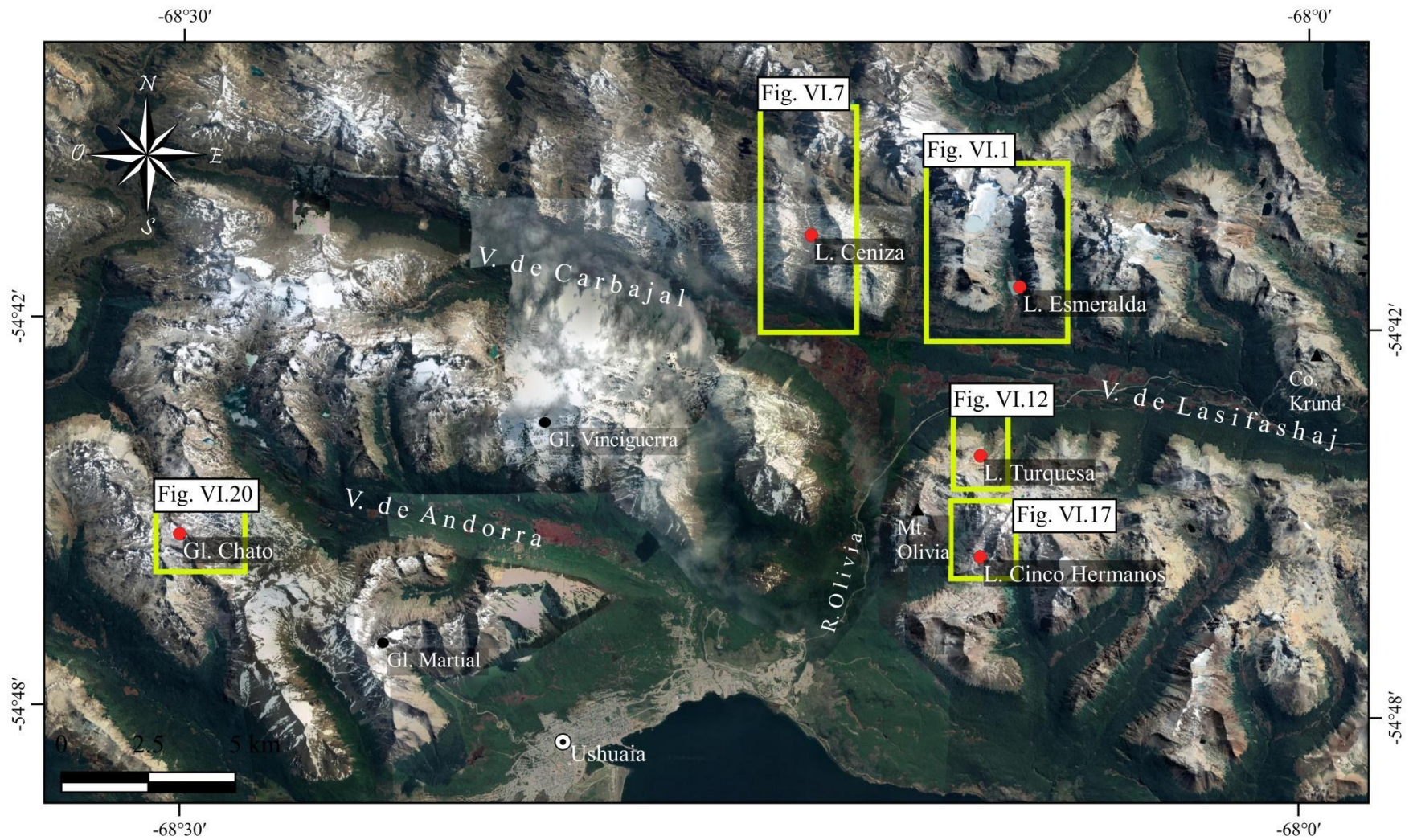


Figura II.3: Ubicación de los sitios de estudio. Se presenta ubicación de figuras correspondientes al capítulo VI.

## **II.2 Fisiografía**

En la presente sección se abordan aspectos generales del relieve, clima, glaciares y vegetación de la IGTDF haciendo hincapié en los Andes Fueguinos, sector correspondiente al área de estudio.

### *II.2.1 Características del relieve*

El relieve de la IGTDF puede ser dividido en dos regiones principales: los Andes Fueguinos al S y SO y las planicies elevadas del sector NE (Fernández *et al.*, 2018). Los Andes Fueguinos constituyen la única porción de la cordillera andina con rumbo aproximado ONO-ESE y se componen por trenes de fallas de orientación O-E y ONO-ESE (Cunningham, 1993; Klepeis, 1994). La altura de estas montañas disminuye de O a este y de sur a norte constituyendo las cumbres andinas más bajas de la Patagonia. En Cordillera Darwin las cumbres superan los 2.000 m s. n. m., siendo el monte Shipton el de mayor elevación con 2.469 m s. n. m. En territorio argentino la cumbre más alta corresponde al monte Vinciguerra, con una cota de 1.450 m s. n. m. La topografía disminuye gradualmente hacia el norte del lago Fagnano donde se desarrollan las sierras de Beauvoir, de Las Pinturas y de Apen. La sierra de Apen, cuyas cumbres más altas alcanzan aproximadamente 1.000 m s.n.m., marca la culminación norte de la cordillera en la zona. Hacia el este, en Península Mitre, las cumbres se alzan hasta 960 m s. n. m. Este sector de la IGTDF presenta una topografía menos escarpada que el resto de la región de la Cordillera, donde predominan las planicies onduladas y las colinas de cimas redondeadas.

La morfología de las sierras de los Andes Fueguinos resulta de la acción combinada de la deformación tectónica, que aún afecta a la región, y la erosión glacial producida durante los sucesivos eventos fríos del Pleistoceno, principalmente la Última Glaciación (ca. 85 a 10 ka A.P.; Rabassa, 2008). Esta acción glacial otorgó un aspecto de un característico paisaje glacial de tipo alpino. Los circos y valles glaciales constituyen los rasgos geomorfológicos dominantes en la zona. Los circos delimitan casi la totalidad de las crestas y picos de las montañas. Se exponen principalmente hacia el S y SE y se reconocen circos interiores dentro de circos previos de mayores dimensiones (Oliva *et al.*, 2020). Una amplia red de valles glaciales colgantes individuales se caracterizan por presentar paredes escarpadas, trazado rectilíneo y sección transversal en forma de U. Presentan sentido de escurrimiento principal hacia el SE y hacia el NE y desembocan en el canal Beagle, en el valle de Carbajal-Lasifashaj y

en el lago Fagnano. Éstos corresponden a valles de origen tectónico moldeados por la acción glacial del Pleistoceno (Coronato, 1995a,b; Rabassa *et al.*, 2000). Hacia el O del canal Beagle, Estrecho de Magallanes y Seno del Almirantazgo, profundos fiordos dominan el paisaje. *Arêtes*, cuernos y espolones truncados son también elementos importantes del paisaje (Coronato, 1995a,b, 1996; Planas *et al.*, 2002; Coronato *et al.*, 2009). Arcos morénicos latero-frontales se observan en circos (Planas *et al.*, 2002; Menounos *et al.*, 2013) y en valles tributarios y colgantes (Coronato, 1990, 1993, 1995a,b), pero están cubiertos por el bosque en las tierras bajas (Rabassa *et al.*, 2000) (la línea de bosque se localiza aproximadamente en 500-700 m s. n. m.; Puigdefábregas *et al.*, 1988). Geoformas criogénicas activas e inactivas (nichos de nivación, pavimentos de clastos subnavales, protalus *ramparts*, lóbulos de detritos, suelos estructurados y clastos crioeyectados) abundan en las partes más altas de las montañas (Valcárcel-Díaz *et al.*, 2006), y la presencia de glaciares de roca también es frecuente dentro de algunos circos (Redondo Vega, 2004; Santos González *et al.* 2011).

El piso de los valles y de algunos circos presentan cuerpos lacustres que se desarrollaron, luego del retroceso de los glaciares, en las cubetas de sobreexavación glacial. En el caso de los circos muchos de esos lagos son de reciente formación (San Martín *et al.*, 2021a). Además, principalmente en el fondo de los valles, hay desarrollo de turberas las cuales evolucionaron colonizando antiguas cubetas lacustres (Gordillo *et al.* 1993; Coronato, 1995a, b; Borromei *et al.*, 2010).

El lago Fagnano (denominado lago Khami por los habitantes nativos) se localiza en el centro de la IGTDF (54° S, ~68° O; 26 m s. n. m.) en territorio argentino y chileno, 94% y 6% respectivamente. Presenta una extensión oeste-este de 105 km, un ancho norte-sur que varía entre 2,8 a 9,9 km y cubre un área de 590,3 km<sup>2</sup>. La cubeta del lago se desarrolla a lo largo del borde transformante entre la placa Sudamericana y la placa de Scotia (Dalziel, 1989), y fue profundizada por la actividad glacial del Pleistoceno. El lago comprende dos subcubetas: una más pequeña y profunda en el este, con una profundidad máxima de 210 m, y otra más alargada y menos profunda en el oeste, con una profundidad máxima de 110 m (Waldmann *et al.*, 2008). Esta gran cubeta fue moldeada por un importante eje de englazamiento durante el Pleistoceno. A su vez, fue una de las áreas glaciales más importantes del extremo sur de Sudamérica, debido a las extensas superficies glaciales y el gran volumen de la red glacial que cubrió la región durante el UMG (Coronato *et al.*, 2009).

El canal Beagle (54° 53' S entre los 66° 30' y los 70° O) es un valle de origen tectónico (Bujalesky, 2011) que fue completamente englazado durante el UMG (Rabassa *et al.*, 2000). Se extiende a lo largo de 190 km, desde el extremo oriental de la isla Gordon (Chile), uniendo los océanos Pacífico y Atlántico, limita con la IGTDF al norte y con las islas Hoste y Navarino al sur. Las profundidades máximas del canal alcanzan los 300 metros en el extremo occidental, y su ancho medio es de 5 km (Bujalesky *et al.*, 2008). La costa del canal Beagle es rocosa y dentada. En estas entrantes costeras se forman pequeñas bahías con desarrollo de playas de grava. Estas bahías tienen su origen en zonas de fallas afectadas por la acción modeladora del hielo (Bujalesky *et al.*, 2008). Por otro lado, las laderas rocosas presentan pulido glaciar y rocas aborregadas, y la mayoría de las islas e islotes que se asoman a lo largo del canal Beagle son remanentes de erosión subglacial.

### *II.2.2 Clima*

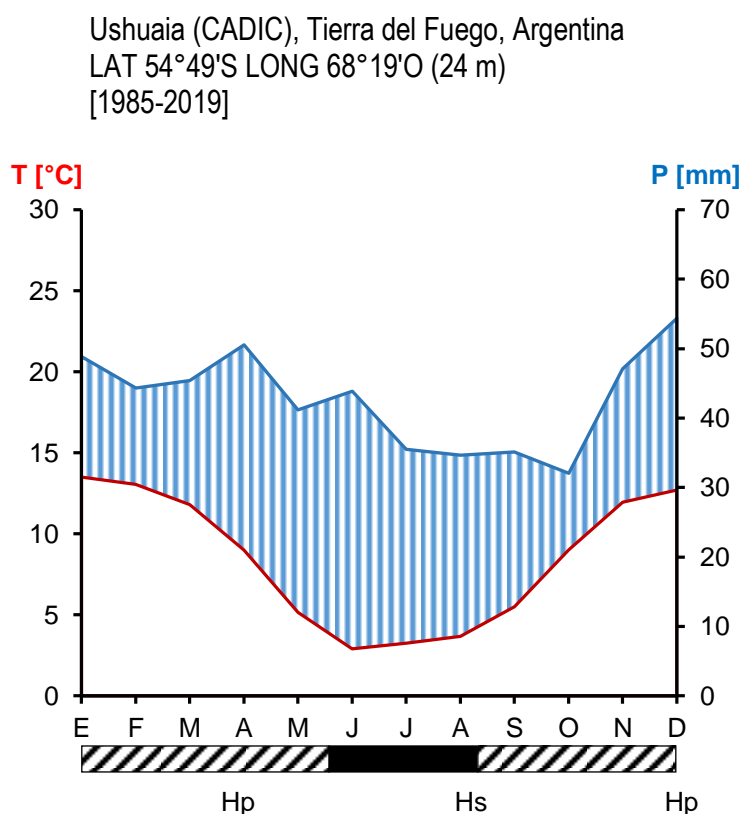
El clima de la IGTDF está determinado por su ubicación latitudinal, su condición de insularidad y por la presencia de la cordillera de los Andes. La posición latitudinal media-alta hace que se encuentre dentro del cinturón de los vientos dominantes del O (*Southern Westerly Winds*), en el trayecto de los ciclones que se desplazan hacia el este (Tuhkanen, 1992). A su vez, el clima recibe influencia de los frentes polares del Atlántico Sur y del Pacífico Sur (Ojeda, 1966). Estos frentes polares dan lugar a áreas de baja presión, localizadas al sur y sudeste de la región a lo largo de todo el año. Los movimientos de masas de aire polar hacia el norte, particularmente en el invierno, a menudo dan lugar a vientos fríos provenientes del sur (Moore, 1983). La condición de insularidad determina un régimen climático uniforme con un bajo rango de temperatura anual (7-10 °C) (Burgos, 1985). Sin embargo, se observa que el clima regional es altamente oceánico en los sectores O y S del archipiélago e incrementa el carácter continental hacia el este y el norte (Borromei *et al.*, 2016). La rotación de la cordillera de los Andes al sur de los 52° S tomando una dirección E-O y la pérdida de altura y continuidad, generan efectos sobre el clima. La presencia de la cordillera provoca un gradiente climático pronunciado desde el O hacia el E y de S a N. La orografía genera condiciones climáticas contrastantes: la cordillera presenta precipitaciones muy frecuentes y baja heliofanía, mientras que, en las llanuras del norte hay decrecimiento significativo de las precipitaciones y mayor intensidad y frecuencia de los vientos (Iturraspe *et al.*, 2007). Estas características definen un clima templado-

húmedo influenciado por los frentes de aire antártico y subantártico del Anticiclón del Pacífico Sur (Tuhkanen, 1992). Según la clasificación de Thornthwaite, desde el canal Beagle hasta el lago Fagnano, el tipo climático es microtermal húmedo (Iturraspe *et al.*, 2007).

A continuación se describen las principales características climáticas de los Andes Fueguinos:

### II.2.2.1 Temperatura

Los registros de temperatura tomados en la ciudad de Ushuaia para la serie de años 1985–2019 indican una temperatura media anual de 8,5 °C, una media mínima de -0,9 °C para el mes de julio y una media máxima de 14,4 °C para el mes de enero (Fig. II.4; SIAG CADIC, 2020). El climograma de la ciudad de Ushuaia muestra que la amplitud térmica anual es baja, lo cual se debe a la influencia oceánica. En el límite superior del bosque (600 ± 100 m s. n. m.) la temperatura media anual es de 2,4 °C (Puigdefábregas *et al.*, 1988).



**Figura II.4:** Climograma de la ciudad de Ushuaia. Los datos de temperatura fueron tomados de la serie de años 1985 – 2019 y los de precipitación de la serie de años 1985 – 2019. La línea roja corresponde a la temperatura y la azul a la precipitación. Hp: Heladas probables. Hs: Heladas seguras. Fuente: SIAG CADIC, 2020.

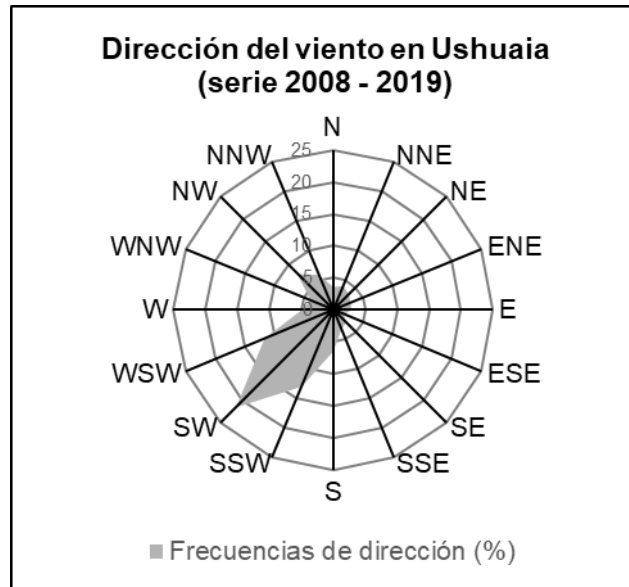
#### II.2.2.2 Precipitación

En el área de estudio, las precipitaciones presentan un gradiente oeste-este a lo largo del canal Beagle, disminuyen desde 2.000 mm en cordillera Darwin hasta 600 mm en Punta Moat. Entre los 69° y 68° 34' de longitud O se produce un cambio apreciable en la altura de la cordillera, dando origen a un efecto regional de sotavento que se manifiesta en la reducción en las precipitaciones hacia el E (Fernández *et al.*, 2018). Entre Lapataia y Punta Moat los valores de precipitación varían entre 500 y 600 mm anuales al nivel del mar. Hacia el E de Punta Moat se produce un fuerte incremento del gradiente hasta alcanzar valores de 1.000 mm anuales en el extremo oriental de la IGTFD y en la IDE como consecuencia del ingreso directo de masas de aire marítimo desde el S, libre de obstáculos orográficos (Bujalesky *et al.*, 2008; Borromei *et al.*, 2016).

Los registros de precipitación tomados en la ciudad de Ushuaia para la serie de años 1985–2019 indican que la precipitación se distribuye en forma relativamente uniforme durante todo el año, con un promedio anual de 513,5 mm (Fig. II.4; SIAG CADIC, 2020). En la costa del canal Beagle, en el límite correspondiente a la línea de vegetación, las precipitaciones alcanzan de 800 a 1.000 mm anuales (Iturraspe *et al.*, 2007). Mediciones realizadas a 350 m s. n. m. en cercanías al Paso Garibaldi y entre los años 2012 y 2014, registran una precipitación anual media de 787 mm (Toro Manríquez, 2019).

#### II.2.2.3 Viento

Los registros de vientos tomados en la ciudad de Ushuaia para la serie de años 2008–2019 indican que los vientos dominantes provienen del SO (22 %), SSO (13 %) y OSO (12 %). Los dos primeros también presentan las mayores velocidades promedio (14 y 12 km/h respectivamente) (Fig. II.5; SIAG CADIC, 2020). El canal Beagle se convierte en un corredor de vientos libre de obstáculos cuando la circulación posee una dirección oeste-este (Bujalesky *et al.*, 2008), alcanzando una velocidad promedio de 31 km/h y ráfagas de más de 50 km/h el 50% de los días del año (con días de 100 km/h y excepcionalmente de 200 km/h) (Isla *et al.*, 1999).



**Figura II.5:** Rosa de los vientos de la ciudad de Ushuaia. Los datos fueron tomados de la serie de años 2008 – 2019. Fuente: SIAG CADIC, 2020.

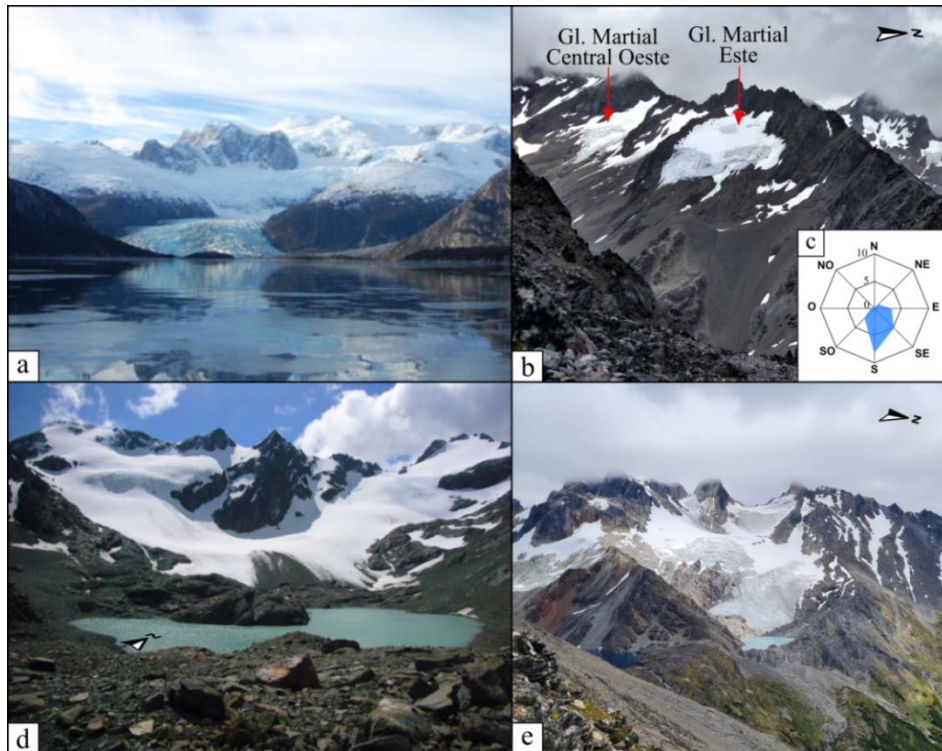
Estas características hacen que, cuando los ciclones alcanzan el área montañosa del sur de la IGTDF, se produzca un clima marítimo frío, húmedo y ventoso, con una temperatura media anual (corregida por el nivel del mar) de 8,5 °C y 2,4 °C en el límite superior del bosque (Puigdefábregas *et al.*, 1988; SIAG CADIC, 2020). Resulta así para el área del canal Beagle un clima de moderada amplitud diaria y estacional, con vientos predominantes del cuadrante SO, en general, y del O en particular.

### II.2.3 Glaciares

La distribución de la cobertura glacial en los Andes Fueguinos se puede separar en dos grandes zonas. Al O de los 69° O, sobre la cordillera Darwin, se emplaza el campo de hielo cordillera Darwin. Desde éste fluyen glaciares de descarga que, en muchos casos alcanzan el mar a través de fiordos con terminaciones tipo *calving* (Fig. II.6.a). Hacia el este de los 69° O, en la porción restante de territorio chileno y en territorio argentino, la cobertura glacial disminuye notablemente debido a la menor altura de sus cumbres (menores a 1.500 m s. n. m.) y a una disminución de las precipitaciones producido por el efecto de sombra pluviométrica (ver apartado I.4.2 Clima). La mayor altura de las cumbres en cordillera Darwin determina mayor desarrollo de cuencas glaciales en altitud. Por lo tanto, los glaciares presentan mayor proporción del área de acumulación respecto del área de ablación, lo que compensa las pérdidas por ablación en los terminales glaciales situados a baja altura (Iturraspe, 2011). En el sector argentino la distribución se encuentra restringida a la zona comprendida

entre la sierra de Beauvoir al norte, las sierras ubicadas junto a la costa norte del canal Beagle al sur y la sierra de Lucio López al este, por lo cual no existen glaciares en Península Mitre ni en IDE. Los glaciares en este sector son principalmente glaciares de circo de tipo descubierto, con una orientación predominante hacia el sur y en menor medida hacia el SE (IANIGLA, 2018; San Martín *et al.*, 2021a) (Fig. II.6.b a d). En menor proporción se desarrollan glaciares parcialmente cubiertos y glaciares de roca activos e inactivos. Estos últimos se localizan en el cordón Martial, sierras de Beauvoir, Alvear, Vinciguerra, Valdivieso, Sorondo, Lucas Bridges y Lucio López.

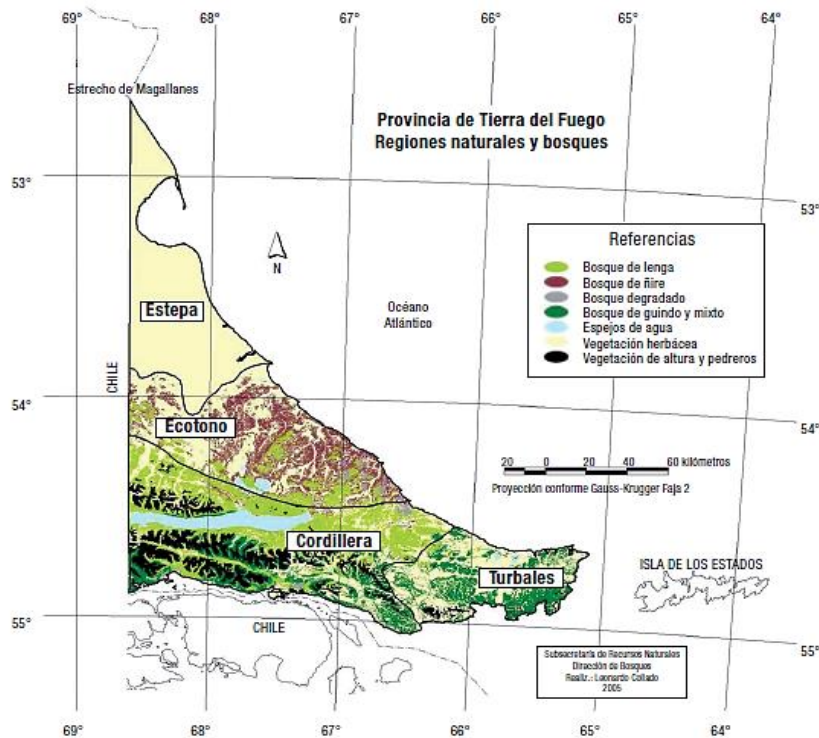
En el área comprendida por las sierras de Alvear, Vinciguerra, Valdivieso, Sorondo, los montes Martial y el sector O de la sierra de Lucas Bridges existen 90 glaciares de circo de tipo descubierto. Se localizan a una altitud media de 1.069 m s. n. m., entre las altitudes de 880 y 1.380 m s. n. m. El área media es de 0,1 km<sup>2</sup>, con un mínimo de 0,01 km<sup>2</sup> y un máximo de 0,73 km<sup>2</sup>, y en conjunto suman un área aproximada de 9,2 km<sup>2</sup> (San Martín *et al.*, 2021a). La línea de equilibrio en este sector de la cordillera se sitúa entre 1.050 y 1.150 m s. n. m., unos 100 m sobre la isoterma de 0 °C (Iturraspe, 2011). Casi la totalidad de los glaciares en los Andes Fueguinos de Argentina se concentra en un sector de la cordillera de no más de 1.500 km<sup>2</sup>, en donde el hielo cubre sólo el 1,3% de este territorio. Aun así, cumplen una función importante como reguladores del escurrimiento de cuencas pobladas (Iturraspe, 2011). El retroceso de los glaciares producido durante los últimos años ha llevado a la formación de nuevas lagunas proglaciales que se encuentran en constante crecimiento (Fig. II.6.e).



**Figura II.6:** (a) Glaciar de valle con terminación tipo *calving* (glaciar Pía, Chile) ubicado en la zona O del canal Beagle (foto: D. Quiroga). (b) Glaciares de circo ubicados en los Montes Martial, en la figura (c) se muestra la orientación de los cuerpos de hielo en Tierra del Fuego (Argentina) (IANIGLA, 2018). (d) Glaciar de circo Vinciguerra y (e) glaciar de circo Los Vascos (foto: Paola Fabri), en el frente de ambos se desarrollan lagunas proglaciales.

#### II.2.4 Vegetación

En respuesta al gradiente climático y a la variada geomorfología presentes en el territorio de la IGTDF, y la influencia de éstos en el desarrollo de los suelos, Collado (2007) divide el territorio en cuatro regiones naturales: la zona norte o estepa magallánica; la zona central de ecotono estepa-bosque; y el sur, compartido por dos zonas, la zona de cordillera al O y de turbales al este (Fig. II.7). Por otro lado, Moore (1983) describe en las altas elevaciones de las montañas una zona que denomina Vegetación Alpina. En el área de estudio de la presente tesis se desarrollan las dos zonas del sur definidas por Collado (2007) y, además, la zona de Vegetación Alpina descrita por Moore (1983).



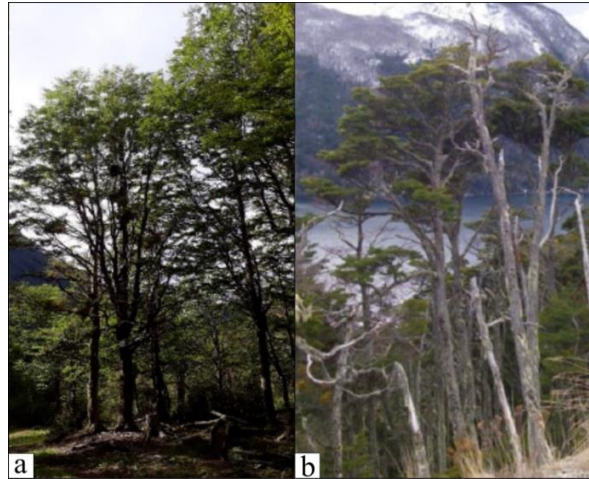
**Figura II.7:** Regiones naturales y bosques del sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Collado, 2007).

#### II.2.4.1 Zona de Cordillera

La zona de Cordillera se extiende hacia el sur de la zona de ecotono (el límite está definido por la diagonal que une los puntos  $54^{\circ} 12' S$  y el límite con Chile, y  $54^{\circ} 20' S$  y la costa este de la IGTDF) hasta el canal Beagle y desde el límite con Chile por el oeste, hasta aproximadamente los  $66^{\circ} 20' O$ , hacia el este. Dentro de la zona de estudio abarca las sierras de Beauvoir, Vinciguerra, Valdivieso, Alvear, Sorondo, Lucio López, montes Martial y cordón No-top. La vegetación dominante es el bosque caducifolio de *Nothofagus pumilio* (lenga) hasta aproximadamente los 600 m de altitud (Fig. II.8.a). Se trata de bosques monoespecíficos, con árboles que alcanzan hasta 30 m de altura y 170 cm de diámetro (Frangi *et al.*, 2004). El bosque forma, en la transición con la vegetación de alta montaña (Vegetación Alpina), un estrecho cinturón de unas decenas de metros donde baja abruptamente su altura (hasta 40–50 cm) y crece en forma achaparrada (*krummholz*).

Hacia el sur aparece *Nothofagus betuloides* (guindo o coigüe de Magallanes), especie perennifolia, como acompañante del bosque de lenga dando lugar a los bosques mixtos magallánicos (Promis *et al.*, 2008) (Fig. II.8.b). El guindo se hace dominante hacia la costa del canal Beagle, donde convive con otras especies (canelo, leña dura y notro). También puede dominar en los márgenes de grandes masas de agua interiores,

como es el caso del lago Fagnano. Los árboles alcanzan alturas de entre 20 y 35 m, y un diámetro de hasta 2 m. Se ha establecido que el guindo es una especie pionera inicial en campos morénicos glaciales, que permite posteriormente la instalación de las especies caducifolias como la lenga (Armesto *et al.*, 1992).



**Figura II.8:** (a) Ejemplar de *N. pumilio* (lenga) y (b) ejemplar de *N. betuloides* (guindo). Tomado de Toro Manríquez (2019).

La transición desde el bosque a la vegetación alpina (Pisano, 1977; Heusser, 2003), marcada por la presencia de *krummholz*, se encuentra a una altitud de 500–600 m. La vegetación alpina comprende plantas herbáceas y arbustos rastreros. Las especies más abundantes corresponden a *Empetrum rubrum* (murtilla de Magallanes), *Pernettya pumila* (chaura) y *Bolax gummifera* (llareta), que forma prominentes almohadones (Fig. II.9.a). En las mayores elevaciones hay extensas áreas desprovistas de plantas mayores, por lo tanto, el término utilizado para referirse a esta zona es el de Desierto Andino (Pisano, 1974). Allí habitan principalmente comunidades de musgos y líquenes (Fig. II.9.b y c).



**Figura II.9:** (a) Almohadones de *Bolax gummifera* (llareta) en asociación con otras especies de la Vegetación Alpina (fotografía tomada a 650 m s.n.m.). (b) y (c) Musgos y plantas vasculares menores que crecen entre las fisuras de las rocas en la zona correspondiente al Desierto Andino (fotografías tomadas a 800 m s. n. m.).

En los fondos de valles, y alternando con los bosques, se desarrollan las turberas, áreas anegadas ocupadas principalmente por musgos del género *Sphagnum magellanicum* (Fig. II.10). En las zonas altas también son comunes los mallines. A su vez, son diversas y abundantes las briofitas en los bosques de *Nothofagus*. Crecen sobre diferentes sustratos como suelos húmedos, árboles, troncos en descomposición, en los bordes de arroyos, en taludes, sobre rocas secas o en fisuras de rocas húmedas (Matteri y Schiavone, 1991).



**Figura II.10:** Zona de Cordillera, comprendida por valles principales de orientación oeste-este y valles colgantes tributarios. Se observa la extensión del bosque y el desarrollo de turberas de *Sphagnum magellanicum* en el fondo del valle de Carbajal-Lasifashaj. En primer plano se observa la transición a la Vegetación Alpina. En las cumbres de las montañas se observan circos y glaciares.

#### II.2.4.2 Zona de Turbales

Corresponde al extremo SE de la IGTDF, conocido como Península Mitre. Dentro de la zona de estudio de esta tesis abarca los montes Lucio López, Atocha y Negros. El relieve suave y ondulado, junto a las elevadas precipitaciones, es responsable de notables acumulaciones de agua en el sustrato, provocando azonalizaciones edáficas que se traducen en una extensa superficie cubierta por turberas de diferentes tipos, entre las que se destacan las de *S. magellanicum* y las de *Astelia pumilia*. El bosque queda circunscrito a las áreas mejor drenadas, con el guindo como especie dominante. En el sector sur son comunes los bosques mixtos de guindo y canelo.

## II.5 Geología

### II.5.1 Características morfoestructurales generales de los Andes Fueguinos

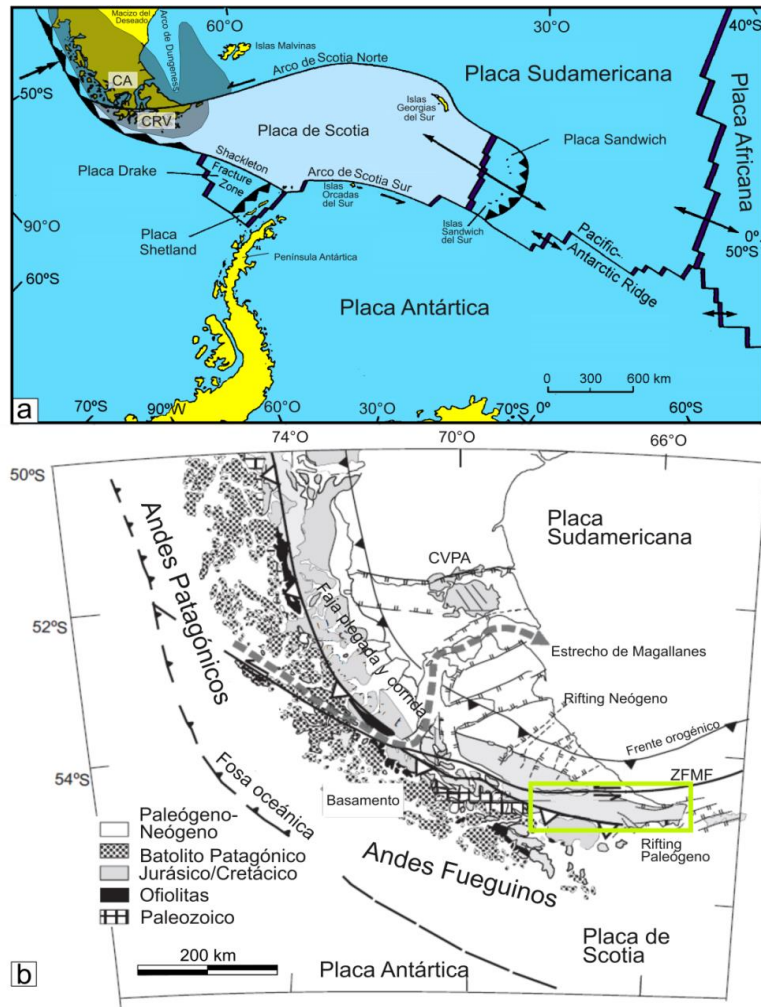
Los Andes Fueguinos presentan una serie de particularidades que los distinguen como segmento de la Cordillera de los Andes. En primer lugar, se trata de un orógeno colisional de tipo alpino, a diferencia de la gran mayoría de los Andes, donde la subducción es el mecanismo fundamental en la orogénesis (Cao, 2019). Exhiben una orientación aproximadamente perpendicular al resto de la cordillera, conformando parcialmente la curvatura del segmento andino conocido como Oroclino Patagónico (Cunningham, 1993). Además, se encuentran atravesados por el límite entre las placas Sudamericana (al norte) y Scotia (al sur), el cual divide la IGTDF de forma aproximadamente latitudinal a lo largo del Seno Almirantazgo y el lago Fagnano (Fig. II.11). Los Andes Fueguinos constituyen el vértice noroccidental del Arco de Scotia, una unidad morfotectónica de carácter regional que encuentra en esta cadena montañosa y en la Península Antártica la mayor superficie de terreno emergido (Bohoyo *et al.*, 2016). En este sentido, la zona de estudio de esta tesis se ubica principalmente en la placa de Scotia y una pequeña porción, correspondiente a la sierra de Beauvoir, en la placa Sudamericana.

Diferencias en el estilo de deformación compresiva observado a través de los Andes Fueguinos permiten subdividirlos en dos dominios:

a) Cinturón central de los Andes Fueguinos (CCAF; Torres Carbonell y Dimieri, 2013): comprende el núcleo del orógeno. Se caracteriza por una intensa deformación con diversos estilos y órdenes de plegamiento; y por comprender grupos de rocas con los mayores grados metamórficos del orógeno.

b) Faja Corrida y Plegada Fueguina (FCPF): (hacia el antepaís) caracterizada por deformación de piel delgada, produciendo un acortamiento significativo en las rocas de la Cuenca Austral (Olivero y Malumián, 2008).

La zona de estudio de esta tesis se desarrolla en el CCAF. A continuación se describen con mayor detalle la historia y características geológicas de dicho dominio.



**Figura II.11:** (a) Contexto geotectónico tomado de Dalziel (1989). CA: Cuenca Austral. CRV: Cuenca Rocas Verdes. (b) Mapa del extremo sur de Patagonia y Tierra del Fuego que muestra los principales dominios estructurales (tomado de Ghigliione *et al.*, 2012). CVPA: Complejo Volcánico Pali Aike. ZFME: Zona de Falla Magallanes-Fagnano.

### II.5.3 Estratigrafía

A continuación se describen las unidades estratigráficas que se emplazan a lo largo de la zona de estudio. En la Tabla II.1 se presenta un cuadro estratigráfico con un resumen de estas unidades, los sitios en los que se encuentran y la litología predominante.

**Tabla II.1:** Cuadro estratigráfico simplificado de procesos tectónicos y unidades geológicas presentes en la zona de estudio. Basado en Suárez (1977); Bruhn (1979); Hervé *et al.* (1981); Dalziel y Brown (1989); Cunningham (1993), Kohn *et al.* (1995); Klepeis y Austin (1997); Olivero y Martinioni (2001); Ghiglione y Ramos (2005); Olivero *et al.* (2007); Klepeis *et al.* (2010). STMF: Sistema Transformante Magallanes-Fagnano. CA: Cuenca Austral. FCPF: Faja Corrida y Plegada Fueguina. CRV: Cuenca Rocas Verdes.

Era	Período	Época	Procesos tectónicos	Ushuaia/Lago Fagnano	Península Mitre	Litología	
CENOZOICO	Cuaternario			Dep. glacifluviales, glacialacustres, fluviales, lacustres. Dep. glaciaarios.	Depósitos glacifluviales, glacialacustres, fluviales, lacustres. Dep. glaciaarios.	Gravas, arenas, limos y arcillas. Till y sistemas morénicos no diferenciados.	
	Neógeno					Dep. glaciaarios. Sedimentitas fluvio-deltaicas. Sedimentitas marinas deltaicas a proximales.	
	Paleógeno	Oligoceno	Fallamiento de rumbo neógeno: el STMF.				
		Eoceno	Desarrollo de la CA de antepaís y evolución de la FCPF.			Fm. Slogget	Pelitas carbonosas, areniscas y conglomerados.
		Paleoceno				Fm. Punta Cactus	
	MESOZOICO	Cretácico	Superior	Obducción y cierre de la CRV: comienzo de la orogenia andina en Tierra del Fuego.		Fm. Bahía Thetis	Fangolitas pizarreñas negras, areniscas y conglomerados.
Inferior			Etapas de <i>rift</i> y desarrollo de la CRV. Fallamiento normal acompañado de vulcanismo silíceo.		Estratos de Buen Suceso	Limolitas y fangolitas pizarreñas oscuras, tobas.	
Jurásico		Superior			Fm. Beauvoir		Pizarras negras, margas y tobas.
					Fm. Yahgán		Pizarras negras, tobas y areniscas
Pre-Jurásico Superior			Subducción del margen pacífico de Gondwana y formación de un prisma de acreción.			Esquistos cloríticos sericíticos, pizarras carbonosas, areniscas, tobas, brechas, riolitas y basaltos.	
				Fm. Lapataia		Rocas esquistosas con metamorfismo de grado de esquistos verdes.	

#### II.5.3.1 Basamento (Pre-Jurásico Superior) de la Cuenca de Rocas Verdes (CRV)

El basamento de las cuencas marinas del Mesozoico–Cenozoico del extremo austral de América del Sur, entre ellas la CRV, constituye un complejo metamórfico (Paleozoico–Mesozoico) de rocas que formaron parte de Gondwana (Forsythe, 1982; Ramos, 2008). Sus afloramientos se restringen al macizo del Deseado, en el NE de Santa Cruz, y a una franja discontinua en los Andes patagónico-fueguinos, donde se registran esquistos, pizarras, filitas, entre otros componentes metasedimentarios (De Giusto *et al.*, 1980; Nelson *et al.*, 1980; Hervé *et al.*, 2008). Según Kranck (1932) las rocas metamórficas asignadas al basamento afloran al O de Ushuaia, en su mayor parte en Chile en el área de la cordillera Darwin.

#### II.5.3.2 Formación Lapataia (pre-Jurásico superior)

La Formación Lapataia (Borello, 1969) aflora en el sector sudoccidental del Parque Nacional Tierra del Fuego, desde el límite con Chile hasta unos pocos kilómetros al este de Ensenada Zaratiegui (Argentina), donde presenta contacto tectónico con la Formación Lemaire (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Cao *et al.*, 2018; Cao, 2019). Se compone de rocas esquistosas con metamorfismo de grado de esquistos verdes (Petersen, 1949; Borrello, 1972). Esta formación presenta el mayor grado metamórfico registrado en el sector argentino de Tierra del Fuego, y además evidencia una intensa deformación penetrativa.

Esta unidad se asigna al pre-Jurásico superior (Olivero *et al.*, 2007; Olivero y Martinioni, 2001) atendiendo a su posición estructural, que se infiere está en niveles bajos de la Formación Lemaire o por debajo de ésta (Olivero *et al.*, 1997).

#### II.5.3.3 Formación Lemaire (Jurásico superior)

La Formación Lemaire (Borrello, 1969) constituye una sucesión de metamorfitas de bajo grado (Bruhn, 1979; Olivero y Martinioni, 1996a) cuyos protolitos lo integran rocas volcánicas/volcanoclásticas, con intercalaciones de niveles epiclásticos. Los principales afloramientos están distribuidos en fajas discontinuas con orientación ONO desde el seno Almirantazgo (Chile) a la IDE (Argentina). En la zona de estudio esta unidad aflora en las sierras de Valdivieso, Alvear, Vinciguerra, Sorondo, Lucas Bridges, montes Lucio Lopez, Atocha y Negros (según Olivero *et al.*, 2007).

Presenta una gran diversidad litológica entre la que se han descrito meta-lutitas, meta-areniscas, meta-grauvacas, meta-conglomerados, pórfidos riolíticos y diabasas.

Presenta, además, una serie de fajas ONO-ESE de brechas, piroclastitas ácidas, lavas dacíticas, meta-pelitas, brechas volcanoclásticas y conglomerados, ocasionalmente con enclaves de pelitas, volcanitas básicas y sedimentitas (Petersen, 1949; Caminos *et al.*, 1981). González Guillot *et al.* (2016) señalan la presencia de hialoclastitas, flujos piroclásticos fríos (flujos de detritos) y peperitas, posibles indicadores de erupciones explosivas rápidamente mezcladas con agua marina. El contacto con la Formación Yahgán es predominantemente tectónico (Biddle *et al.*, 1986, Galeazzi, 1998). Al norte de la sierra de Alvear, el contacto entre la Formación Lemaire y la Formación Beauvoir inclina hacia el norte (Torres Carbonell y Dimieri, 2013).

El emplazamiento y la depositación de las rocas de la Formación Lemaire (y de la Formación Tobífera en Cordillera Darwin) han sido interpretados como un complejo volcánico submarino bimodal, predominantemente silíceo y subaéreo (Hanson y Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 2001).

#### II.5.3.4 Formación Yahgán (Jurásico superior? - Cretácico inferior)

La Formación Yahgán fue establecida por Krank (1932) para las pizarras y grauvacas ricas en andesitas de los Andes Fueguinos. Aflora en las sierras adyacentes al canal Beagle, de Ushuaia a bahía Sloggett y en las islas Hoste, Navarino, Nueva, Lennox y Picton (Dott *et al.*, 1977). En la zona de estudio aflora en los montes Martial, sierras de Valdivieso, Vinciguerra, Sorondo, cordón No-top y sur de la sierra de Lucio López. En estos sectores, excepto los dos últimos, se encuentra en contacto tectónico con la Formación Lemaire (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; González Guillot *et al.*, 2016; Cao *et al.*, 2018).

La composición litológica constituye una sucesión de rocas epiclásticas y volcanoclásticas marinas, que incluyen conglomerados retrabajados, areniscas macizas, turbiditas arenosas y fangosas, fangolitas, cherts y tobas (Olivero y Martinioni, 1996b). En la zona de la laguna del Caminante, sitio de estudio específico de esta tesis, González Guillot *et al.* (2016) reportaron una sucesión de pizarras negras intruídas por filones capa de gabro (Gabro Puente Quemado, Villar *et al.*, 2007) deformados y metamorfizados.

La Formación Yahgán constituye parte del relleno epiclástico/volcanoclástico de la CRV, depositado en un ambiente de trasarco durante el Cretácico temprano (Bruhn, 1979). Los rasgos sedimentarios indican depositación por corrientes de turbidez (Olivero y Martinioni, 1996a). Esta unidad es reemplazada hacia el norte por la

Formación Beauvoir; y hacia el sur es contemporánea con rocas volcánicas del arco magmático de la Formación Hardy (isla Hoste; Suárez y Pettigrew, 1976).

Comprenden edades desde thitoniana-cretácica inferior (ammonoideos y belemnoides) (Winn, 1978; Suárez *et al.*, 1985) sugiriendo la posibilidad de ubicar la base en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Una fauna de inocerámidos del Albiano tardío indicaría el techo de la unidad (Olivero y Martinioni, 1996b).

#### II.5.3.5 Formación Beauvoir (Cretácico inferior)

Se conoce como Formación Beauvoir (Camacho, 1948; Furque, 1966) a un conjunto de pizarras, lutitas y fangolitas de origen marino, con localidad tipo en el núcleo de la Sierra Beauvoir (Martinioni *et al.*, 2013). Un cinturón de pizarras negras, intercalaciones arenosas y fangosas, margas y tobas extendiéndose desde el sur y este del lago Fagnano, hasta los montes Negros -en Península Mitre- e IDE, también ha sido considerado parte de esta unidad (Olivero *et al.*, 2007, Olivero y Malumián, 2008, Torres Carbonell *et al.*, 2017a). En la zona de estudio, la Formación Beauvoir se extiende desde el flanco norte de la sierra de Alvear -donde expone contacto tectónico con la Formación Lemaire (Torres Carbonell y Dimieri, 2013)- hasta la sierra de Beauvoir inclusive, y en el sector norte de los montes Negros (según Olivero *et al.*, 2007).

En la serranía homónima, la Formación Beauvoir está constituida predominantemente por pizarras y lutitas con intercalaciones de finas capas de areniscas de grano muy fino, con fósiles de invertebrados marinos (Martinioni *et al.*, 2013). Se considera que el protolito sedimentario comprende facies marinas de plataforma externa en su sector septentrional, y un ambiente marino profundo con depósitos de talud y llanura abisal hacia el sur, donde cambia progresivamente hacia la Formación Yahgán (Olivero y Martinioni, 1996a).

La edad de la Formación Beauvoir ha sido establecida, en base a su contenido fosilífero, en un rango que comprende desde el Aptiano al Albiano superior (Olivero y Medina, 2001).

#### II.5.3.6 Cretácico superior–Paleógeno

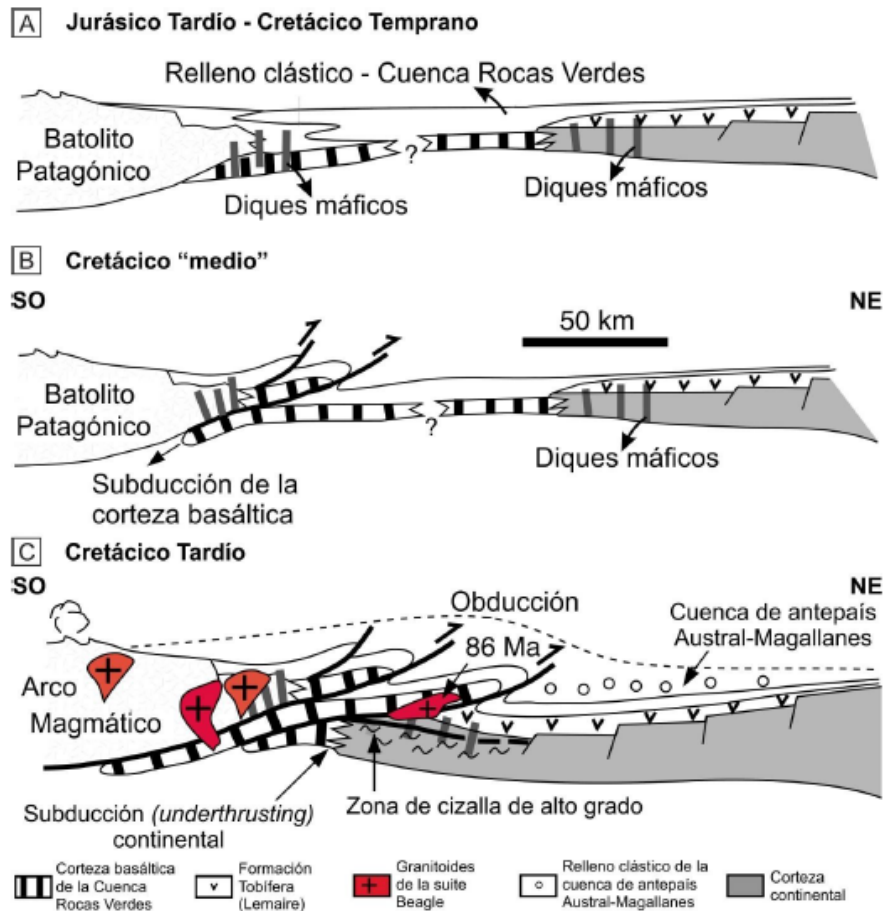
En la zona norte de Península Mitre la sucesión sedimentaria comprende los “Estratos de Buen Suceso” (Santoniano–Campaniano), los cuales constan principalmente de bancos bioturbados de arenisca fina, gris oscura, maciza o laminada;

paquetes de fangolita micácea, oscura y maciza; y capas delgadas de toba gris amarillenta (Olivero y Medina, 2001). Estos estratos son sucedidos por la Formación Bahía Thetis (Campaniano superior–Maastrichtiano inferior?). Se trata principalmente de turbiditas arenosas y depósitos de flujos de detritos, con evidencias que sugieren fondos disaeróbicos hasta anóxicos (Olivero *et al.*, 2003). El Cretácico de la Península Mitre se completa con la Formación Policarpo (Maastrichtiano; Olivero *et al.*, 2002). Consiste de fangolitas arenosas y areniscas limosas, tobáceas, gris oscuro, ricas en materia orgánica y bioturbadas (Olivero y Malumián, 2008).

En el sector austral de la Península Mitre, en el área de la bahía Sloggett, afloran sedimentitas cenozoicas de las Formaciones Punta Cactus (Zanettini y Zapettini, 1988) y Sloggett (Caminos *et al.*, 1981). La Formación Sloggett comprende pelitas carbonosas, areniscas y conglomerados, asignados a un ambiente fluvial del Eoceno tardío–Oligoceno temprano. Se las considera como integrantes de una misma sucesión sedimentaria paleógena de edad Eoceno tardío–Oligoceno temprano conservándose la división formacional (Olivero *et al.*, 1998a, b).

### *II.5.2 Marco geotectónico*

La historia geológica de los Andes Fueguinos se remonta al Jurásico tardío–Cretácico temprano, con el desarrollo de una cuenca marginal, conocida como Cuenca Rocas Verdes (CRV), en el margen sudoccidental de Gondwana (Dalziel *et al.*, 1974) (Figs. II.11 y II.12). Su posterior cierre, obducción e inversión tectónica durante el Cretácico–Neógeno produjo el levantamiento orogénico de los Andes Fueguinos, acompañado por la generación de una cuenca de antepaís conocida como Cuenca Austral (CA) –o de Magallanes en Chile- (Flores *et al.*, 1973; Torres Carbonel *et al.*, 2014). La mayor parte de la deformación registrada en este orógeno se inició durante el Cretácico Tardío–Paleógeno, tras la colisión del arco magmático contra el cratón sudamericano, el cierre y la obducción de la CRV (Bruhn, 1979; Dalziel y Palmer, 1979). Durante el Neógeno, ocurrió una etapa de transcurrencia que generó el desplazamiento relativo entre las placas Sudamericana y Antártica, la consecuente apertura del pasaje de Drake y la generación de la placa de Scotia (Pelayo y Wiens, 1989). Ésto dio lugar al desarrollo del Sistema Transformante Magallanes-Fagnano (STMF) (Cunningham, 1993). La edad máxima del inicio de la transcurrencia se encuentra entre ca. 7 y 11 Ma (Torres Carbonell *et al.*, 2008b).



**Fig. II.12:** Evolución de las cuencas de Rocas Verdes y Austral (Magallanes) entre el Jurásico tardío-Cretácico tardío (Klepeis *et al.*, 2010; tomado de Cao, 2019).

### II.5.2.1 Fallamiento de rumbo neógeno: el Sistema Transformante Magallanes-Fagnano

En Tierra del Fuego se conoce con el nombre de STMF a un sistema de fallas regionales, de orientación aproximadamente latitudinal y cinemática sinistral (fallas de rumbo de sinemática sinistral), ubicado en el límite entre las placas Sudamericana -al norte- y de Scotia -al sur- (Cunningham 1993, Klepeis y Austin 1997). El alineamiento formado por el extremo occidental del estrecho de Magallanes, seno del Almirantazgo y el lago Fagnano marca el límite entre ambas placas. El rechazo de rumbo a lo largo de este sistema en Tierra del Fuego es de, aproximadamente, 48 km (Torres Carbonell *et al.*, 2008a).

La deformación transpresiva y transtensiva neógena, asociada al STMF, todavía es activa a lo largo del límite entre las placas Sudamericana y de Scotia (Winslow, 1982; Cunningham *et al.* 1995, Ramos y Aleman, 2000; Tassone *et al.*, 2005; Torres Carbonell *et al.*, 2008a) reconociéndose su continua actividad en el tiempo mediante evidencias observadas en geoformas glaciarias cuaternarias (Bujalesky *et al.*, 1997;

Coronato *et al.*, 2009; Costa *et al.*, 2006; Lodolo *et al.*, 2003; Perucca y Bastías 2008; Perucca *et al.*, 2015; Onorato *et al.*, 2020). Son pruebas recientes de esta actividad la distribución e intensidad de los registros sísmicos, cuyos antecedentes en la IGTDF datan del año 1879 y se extienden hasta la segunda mitad del siglo XX, incluyendo un evento de carácter destructivo de magnitud 7,8 ocurrido el 17 de diciembre de 1949 (Sabbione *et al.*, 2007a,b).

#### II.5.2.2 Desarrollo estructural de los Andes Fueguinos

Las rocas al norte del Canal Beagle están plegadas en varios anticlinales y sinclinales principales. Las fallas posteriores al Cretácico medio perturbaron en parte a estos pliegues regionales de fase principal de los Andes. La deformación asociada con el levantamiento de la zona volcánica frontal y la cuenca de retroarco se concentró en esta parte de la Cordillera y se desarrolló un clivaje pizarroso, tanto en las rocas mesozoicas superiores como en el basamento continental subyacente. Los ejes de los pliegues tienen una tendencia de NO a O y se hunden suavemente en ambos cuadrantes. Los planos axiales se inclinan hacia el S y el SO con un ángulo moderado a alto, en paralelo al clivaje pizarroso (Bruhn, 1979).

La faja central de los Andes Fueguinos (entre el lago Fagnano y el canal Beagle) revela múltiples generaciones de estructuras con correlaciones complejas entre diferentes regiones. Se reconocen dos estilos estructurales principales (Fig. II.13; Torres Carbonell *et al.*, 2020). Una deformación más antigua y dúctil, a la que los autores denominan D1<sub>CB</sub> (primera deformación -D1- registrada en el cinturón central -CB-, excluyendo la Cordillera Darwin), y una deformación más joven, frágil-dúctil, que denominan D2<sub>CB</sub>. D1<sub>CB</sub> se caracteriza por pliegues dúctiles con vergencia NE y foliaciones de plano axial asociadas al metamorfismo regional de bajo grado, y con el desarrollo de zonas de cizalla con foliaciones miloníticas en sectores de mayores tensiones (Kranck, 1932; Dalziel y Palmer, 1979; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell *et al.*, 2017b; Cao, 2019). Los pliegues D1<sub>CB</sub> varían desde apretados o isoclinales en las formaciones Lapataia y Lemaire, hasta pliegues apretados o muy apretados con vergencia NE en las formaciones Yahgan y Beauvoir. La foliación de plano axial está definida por minerales metamórficos de bajo grado. En los cuerpos volcánicos-subvolcánicos coherentes más competentes de todas las formaciones de esta región del cinturón central, los pliegues y el clivaje no están uniformemente desarrollados; algunos de estos cuerpos muestran un clivaje pobre o ninguno. En las

zonas de mayor deformación, especialmente localizadas en litologías ricas en cuarzo, las principales estructuras son fábricas miloníticas, con sentido de cizalla NE. En el sur de Península Mitre, las estructuras D1<sub>CB</sub> y los grados metamórficos en las formaciones Lemaire y Beauvoir son similares a los existentes entre el Lago Fagnano y el Canal Beagle, con una tendencia estructural NO-SE (Torres Carbonell *et al.*, 2017b).

La deformación más joven, D2<sub>CB</sub>, incluye grandes pliegues (hasta decenas de kilómetros de longitud de onda) y clivajes de crenulación que gradan desde un desarrollo dominante en los niveles estructurales inferiores (Formación Lapataia), hasta clivajes de crenulación espaciados y localizados en zonas de alta deformación en los niveles estructurales superiores (Bruhn, 1979). Estas zonas de alta deformación comprenden corrimientos y despegues, los primeros incluyen las zonas de corrimiento del Cañadón Bianchi (al O de los Montes Martial), así como corrimientos reportados en el contacto entre las formaciones Lapataia y Lemaire, dentro de la Formación Lemaire en Sierra Sorondo y Sierra Alvear, y entre las formaciones Lemaire y Beauvoir en Montes Negros. Los despegues se localizan sistemáticamente en los alrededores del contacto entre las formaciones Lemaire y Yahgan o Beauvoir (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Cao *et al.*, 2018; Cao, 2019).

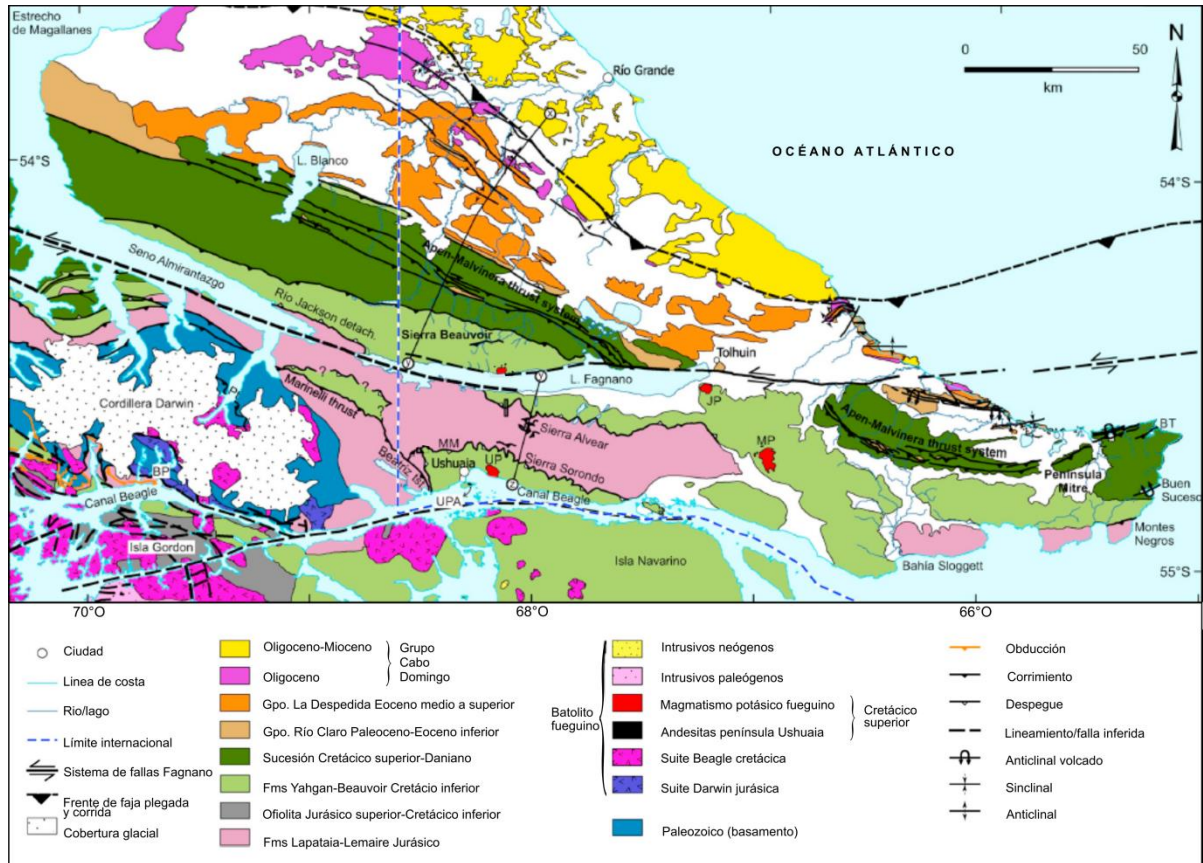


Figura II.13: Mapa de la faja plegada y corrida fueguina, tomado de Torres Carbonell *et al.* (2020).

# Capítulo III

Antecedentes



## ANTECEDENTES

### III.1 Inventarios y morfometría de lagos y lagunas

Hasta el momento no existe un inventario completo de cuerpos de agua en la provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur (A&IAS). El catálogo de lagos, lagunas y embalses de la Argentina (Pedrozo *et al.*, 1995; Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2017) recopila información de cuerpos de agua de grandes dimensiones naturales y artificiales, el cual incluye sólo a los dos lagos de mayores dimensiones (Fagnano y Yehuín) de la provincia. El informe Regiones de Humedales de Argentina hace foco en los humedales, sin embargo, también incorpora a los cuerpos de aguas profundas debido a la estrecha relación física y funcional que tienen con los diversos humedales (Benzaquen *et al.*, 2017). Este informe incluye a los cuerpos de agua fueguinos en la región “Humedales de la Patagonia” y en la subregión “Mallines y turberas de la Patagonia Sur e islas del Atlántico Sur”, sin embargo, sólo fueron considerados los lagos Fagnano y Yehuín. Naturalmente, se describen las turberas que ocupan el fondo de los valles glaciales y se menciona la presencia de lagunas o charcas en sus superficies (Roig y Collado, 2004). Recientemente, Pereyra *et al.* (2020) presentaron una clasificación geomorfológica de los humedales de Argentina, basándose en los ambientes geomorfológicos y los procesos que les han dado origen. En ésta asocian a los humedales fueguinos con depresiones y paleocauces en planicies y terrazas glacifluviales. Un estudio local de humedales comprende la caracterización de turberas asociadas a lagunas en el sector argentino de la IGTDF, cuya génesis está vinculada a la actividad glaciaria pleistocena y a procesos posteriores asociados a la deglaciación (Iturraspe, 2010).

Por otro lado, en la zona norte de la IGTDF, precisamente en el área de Bahía San Sebastián y entre los ríos Chico y Grande, se estudiaron las características geomorfológicas y morfométricas (forma, tamaño, perímetro y densidad) de cubetas de deflación o “pans” (Villarreal y Coronato, 2015). Estudios similares de lagunas en ambientes de montaña y con empleo de imágenes satelitales se han realizado en diferentes partes del mundo y muchos de ellos comprenden trabajos muy recientes, lo que demuestra la relevancia que ha adquirido este tipo de información en los últimos años. Algunos ejemplos corresponden al *plateau* Tibetano (Zhang *et al.*, 2015), los Himalayas (Song *et al.*, 2017; Shukla *et al.*, 2018), los Alpes Suizos y Austríacos (Haeberli *et al.*, 2016b; Buckel *et al.*, 2018), los montes Cárpatos en Rumania (Necsoiu

*et al.*, 2016), la cordillera Cantábrica y sierra de la Cabrera en España (Fuentes-Pérez *et al.*, 2015), los Andes Peruanos (Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas - ANA, 2014; Wood *et al.*, 2021) y los Andes Centrales, del Norte y Sur de la Patagonia (Loriaux y Casassa, 2013; Wilson *et al.*, 2018).

En general, en estos estudios se han realizado análisis multitemporales de los cuerpos de agua durante las últimas cinco décadas, permitiendo evaluar el impacto de variables ambientales tales como el clima, retroceso de glaciares, cobertura del suelo, geomorfología e hidrología en la dinámica de los lagos y cuantificar los cambios morfológicos diagnósticos de la dinámica geomorfológica y climática actual en el entorno montañoso. Incluso, algunos trabajos, extienden su escala de análisis hasta la PEH. Además, muchos de estos estudios se focalizan en identificar condiciones para la posible ocurrencia de eventos GLOFs (Richardson y Reynolds, 2000).

### **III.2. Geomorfología de circos y valles de los Andes Fueguinos**

Si bien hay antecedentes de estudios geomorfológicos en valles y circos de los Andes Fueguinos, aún existen procesos y geoformas que no han sido descritas detalladamente. La mayoría de los trabajos se han centrado principalmente en establecer modelos de englazamiento y cronologías a partir del análisis de geoformas glaciales mayores (Meglioli, 1992; Coronato, 1995a; Rabassa *et al.*, 1990a, 1996; 2000; Porter *et al.*, 1992; Clapperton *et al.*, 1995; Coronato *et al.*, 2004, 2009; McCulloch *et al.*, 2005).

Gran parte de la IGTDF fue ocupada en reiteradas ocasiones por extensos glaciares durante las diferentes glaciaciones del Pleistoceno. Evidencias de al menos cinco glaciaciones han sido documentadas en la parte norte de la IGTDF (Meglioli, 1992; Porter *et al.*, 1992; Clapperton *et al.*, 1995). Sin embargo, sólo los dos últimos eventos fríos (post-GPG III y la Última Glaciación según el esquema de Coronato *et al.*, 2004) fueron reconocidos en el entorno de los Andes Fueguinos (Rabassa *et al.*, 1990a; Meglioli, 1992). Coronato *et al.* (2009) realizaron un mapeo y análisis geomorfológico de la cuenca del lago Fagnano, el cual incluyó el análisis de circos y valles tributarios de los Andes Fueguinos. Este estudio permitió desarrollar un modelo de englazamiento para el lóbulo glacial del lago Fagnano y establecer una edad relativa para los diferentes complejos de morenas presentes en el valle.

Estudios realizados en los valles de Andorra, Cañadón del Toro y del río Pipó permitieron desarrollar un modelo de englazamiento, desde esos valles tributarios al valle principal del actual canal Beagle, mediante el reconocimiento de geoformas

glaciales erosivas (aretes, horns, circos, rocas aborregadas y estrías) y depositacionales (arcos morénicos latero-frontales, morenas basales, terrazas kames, planicies glaciales) (Coronato, 1995a,b; Coronato y Roig, 1999). En esa zona, la distribución de los valles y los circos glaciales actuales estarían influenciados por el clima y la estructura del relieve (Coronato, 1996).

Oliva *et al.* (2020) realizaron un análisis morfométrico y de distribución espacial de circos glaciarios en los montes Martial y sierras de Vinciguerra y Sorondo. Los autores proponen que la variabilidad observada en la morfometría de los circos, a lo largo del área de estudio, sugiere que su evolución estuvo regulada en gran medida por la dinámica glaciaria, vinculada a la actividad del paleoglacial Beagle, y por el gradiente topográfico, de O a E del cordón montañoso. La orientación de los circos (principalmente hacia el S y SE) probablemente refleja la influencia combinada del clima (radiación solar y vientos del oeste), la estructura geológica (intenso fallamiento y estratificación de la roca de base) y la topografía a lo largo de su evolución. En la IDE, se realizó una caracterización y análisis morfométrico de las principales geoformas glaciales erosivas, observándose que la orientación de circos, valles y fiordos estaría condicionada principalmente por la estructura geológica (Ponce, 2009; Ponce *et al.* 2010; Ponce y Rabassa, 2012). En el valle colgante de las Cotorras, en los Andes Fueguinos de la IGTDF, un estudio paleoambiental de los últimos 8.000 años cal. A.P. sobre una turbera incluyó un mapa geomorfológico del interior del valle donde se identificaron geoformas glaciales, fluviales y asociadas a procesos de remoción en masa (Borromei *et al.* 2010).

En los Andes Fueguinos no se han registrado aún suficientes evidencias geomorfológicas de avances glaciarios durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Menounos *et al.* (2013), en base a mapeo y dataciones por isótopos cosmogénicos, reportan morenas en valles de altura de los Andes Fueguinos correspondientes al Tardiglacial (ca. 14.270-12.670 y 12.380-12.010 años cal. A.P.). Estos autores también registraron evidencias de uno o más avances glaciarios en los circos ocurridos en algún momento entre los 7.960-7.340 años cal. A.P. y los 5.290-5.050 años cal. A.P., aunque los mismos fueron de tan solo decenas de metros por delante de la que sería la máxima posición del hielo alcanzada durante la PEH.

La extensión, duración temporal y naturaleza de los eventos OCM y PEH en Tierra del Fuego es incierta (Mauquoy *et al.*, 2004) y su ocurrencia en el Hemisferio Sur y nivel de sincronismo con el Hemisferio Norte aún se encuentra en debate (Moy *et al.*,

2009; Echeverría *et al.*, 2017). Sin embargo, según Moreno *et al.* (2014), en Tierra del Fuego el OCM (1.100–800 años cal. A.P.) y la PEH (600–100 años cal. A.P.) son evidentes episodios climáticos del último milenio. Los datos obtenidos en diferentes sitios de estudio a lo largo de Sudamérica sugieren un calentamiento que se correlaciona con el OCM del Hemisferio Norte (Lüning *et al.*, 2019a,b, entre otros). Del mismo modo, la ocurrencia de la PEH a nivel global se refuerza con numerosas evidencias a lo largo del Hemisferio Sur (Chambers *et al.*, 2014; Solomina *et al.*, 2015, 2016; Stenni *et al.*, 2017, entre otros).

En los circos de los Andes Fueguinos han sido identificadas morenas que indican una expansión glacial asignada a la PEH (Rabassa *et al.*, 1990a; Strelin *et al.*, 2001; Planas *et al.*, 2002; Menounos *et al.*, 2013; Ponce *et al.*, 2015). Ponce *et al.* (2015) mapearon morenas de la PEH asociadas a 26 glaciares de circo localizadas a  $680 \pm 131$  m s. n. m., lo cual permitió calcular una magnitud de retroceso del hielo desde su máxima posición en la PEH hasta la actualidad de  $778 \pm 432$  m (aproximadamente un  $41 \pm 23$  %), justificando la amplia variabilidad de distancias en las condiciones topográficas de los diferentes circos estudiados. En el circo del glaciar Martial se estudiaron sus características geomorfológicas, el balance de masa glaciar y se propuso una cronología relativa para el conjunto de morenas identificadas y el retroceso glacial post-PEH (Planas *et al.*, 2002; Strelin e Iturraspe, 2007).

En cuanto a geomorfología periglacial, los únicos antecedentes corresponden a sitios puntuales en los que se han descrito geoformas y realizado mediciones de temperatura del suelo para verificar la presencia de permafrost. En cuanto a las geoformas, se han descrito y/o mapeado: nichos de nivación, protalus (pronival) *ramparts*, lóbulos de detritos, suelos estructurados, clastos crio-eyectados y glaciares de roca activos e inactivos en sitios específicos como el monte Louis Martial (al NO de la ciudad de Ushuaia) (Auer, 1970; Coronato, 1995b; Brancaloni *et al.*, 2003; Iturraspe, 2011), el monte Alvear (Valcárcel-Díaz *et al.*, 2006) y el cerro Krund (Redondo Vega, 2004; Santos González *et al.*, 2011) (ambos ubicados en la Sierra de Alvear), el circo del glaciar Chato (ubicado al NO de los Montes Martial) (San Martín *et al.*, 2021b), en el sector central de los Andes Fueguinos (Garleff, 1977) y en la Isla de los Estados (Ljung y Ponce, 2006; Ponce, 2009). Por otro lado, el Inventario Nacional de Glaciares incluye la identificación de glaciares de escombros activos e inactivos en las montañas de los Andes Fueguinos (IANIGLA, 2018).

Por último, en relación a los procesos de ladera, la información existente para los Andes Fueguinos es escasa. Borromei *et al.* (2010) describen procesos de remoción en masa durante el Holoceno asociados a periodos de mayor humedad. Abascal y González Bonorino (2015) describieron laderas empinadas labradas en rocas deleznales lo cual favorece a la producción de detrito e identificaron mantos coluviales, conos de detritos, mantos lobulados (glaciares de roca) y cicatrices de remoción en masa. SEGEMAR (2020) realizaron una carta geoambiental describiendo procesos de remoción en masa de los Andes Fueguinos. Finalmente, Onorato *et al.* (2011) mapearon y caracterizaron aludes de nieve recientes en los Montes Martial.

### III.3. Holoceno tardío en el registro sedimentario de Tierra del Fuego

En el sur de Tierra del Fuego los estudios paleoclimáticos se han realizado en gran medida a partir de testigos obtenidos en turberas. Sin embargo, los lagos y lagunas han demostrado tener un gran potencial como fuente de información paleoclimática, permitiendo realizar estudios de mayor resolución temporal e incorporando a la sedimentología como *proxy* (Haberzettl *et al.*, 2005; Moreno *et al.*, 2009; Candel *et al.* 2020).

Los estudios realizados en testigos sedimentarios lacustres de la IGTDF, con el fin de reconstruir las condiciones paleoambientales durante el Holoceno tardío, son escasos. En el sector argentino de los Andes Fueguinos, los únicos antecedentes corresponden a análisis multiproxy realizados en testigos sedimentarios obtenidos del lago Fagnano que se centran en analizar las fluctuaciones climáticas durante todo el Holoceno, siendo escasas las menciones para la última parte del Holoceno tardío (Waldmann *et al.*, 2010, 2011, 2014; Moy *et al.*, 2011). Allí se obtuvieron testigos superficiales (interfaz agua-sedimento y primeros centímetros de profundidad), mediante un muestreador de tipo *gravity*, y testigos de 8 m de longitud, mediante un muestreador de tipo pistón recuperados mediante el sistema Kullenberg. Los testigos fueron estudiados mediante análisis sedimentológicos, isotópicos, mediciones de geoquímica elemental (mediante microfluorescencia de rayos X), de carbono orgánico total, de propiedades sedimentarias físicas (densidad, susceptibilidad magnética y velocidad de ondas-P) y dataciones radiocarbónicas.

Por otro lado, Bertrand *et al.* (2017), mediante un muestreador de tipo pistón, obtuvieron sedimentos de fondo del fiordo Almirantazgo (54° 19' S, 69° 29' O) para reconstruir las fluctuaciones glaciales en Cordillera Darwin durante el Holoceno. En

este testigo, se realizaron análisis de tamaño de grano, susceptibilidad magnética, geoquímica elemental y orgánica y dataciones radiocarbónicas, entre otros. En el norte de la IGDTF, se han estudiado registros sedimentarios de lagunas de estepa en los que se han reconocido intervalos húmedos/secos durante el Holoceno tardío (Borromei *et al.*, 2018; Fernández *et al.*, 2020; Candel *et al.*, 2020; Montes *et al.*, 2020). El estudio de esos registros se ha realizado principalmente mediante descripciones sedimentológicas, contenido de materia orgánica, análisis de contenido de polinormos polínicos y no polínicos, diatomeas y ostrácodos, análisis de geoquímica elemental y dataciones radiocarbónicas. En el sur de Patagonia, destacan los análisis realizados en testigos sedimentarios lacustres obtenidos de las lagunas Potrok Aike (51° 57' S, 70° 23' O; Haberzettl *et al.*, 2005) y Azul (52° 04,7' S, 69° 35' O; Zolitschka *et al.*, 2018). En ambos sitios también se han aplicado estudios multiproxy que incluyen mediciones de propiedades petrofísicas, mediciones de geoquímica elemental, determinación de carbono orgánico total, análisis isotópicos, análisis de contenido de polen y diatomeas y dataciones radiocarbónicas.

En el sur de la IGTDF, en la zona de los Andes Fueguinos, los estudios realizados en turberas y que refieren al Holoceno tardío son más numerosos. Estos ambientes, al igual que los testigos sedimentarios, comprenden excelentes archivos geocronológicos para el análisis paleoambiental y paleoclimático. Los eventos OCM y PEH han sido identificados de manera desigual en diferentes registros de polen de turberas correspondientes al valle de Andorra (54° 45' 26" S, 68° 19' 46" O; Borromei, 1995; Mauquoy *et al.*, 2004; Chambers *et al.*, 2007, 2014), al valle de Carbajal (54° 44' 23" S, 68° 12' 1" O y 54° 43' 35" S, 68° 10' 10" O; Borromei *et al.*, 2007), turbera Las Cotorras en el valle de Alvear (54° 41' 13" S, 68° 02' 51" O; Borromei *et al.*, 2010), turbera del Cañadón del Toro (54°49' 39" S, 68°27' 14" O; Borromei *et al.*, 2016), turbera Harberton (54° 52' 52" S, 67° 13' 47" O Heusser, 1989; Savoretti, 2018), turbera Moat (54° 58' 10" S, 66° 44' 10" O; Savoretti, 2018), La Correntina (54° 33' S, 66° 59' O; Musotto *et al.*, 2016, 2017a), Terra Australis (54° 36' S, 67° 46' O; Musotto *et al.*, 2017a,b) y en Bahía Franklin, O de IDE (54° 50' 38,7" S, 64° 38' 48,1" O; Ponce *et al.*, 2011 y 2017).

Se han reportado escasas evidencias en la IGTDF que indiquen un incremento en la temperatura coincidente con el OCM. Mauquoy *et al.* (2004) identificó un período de descenso del nivel del agua (sequía) en la turbera del valle de Andorra entre 1.032-846 años cal. A.P. Waldmann *et al.* (2010) reconocieron el OCM en un testigo

sedimentario del lago Fagnano, asociado a intervalos de bajo contenido de hierro e interpretados como descenso de las precipitaciones acompañado de retroceso glacial. El análisis de macrorrestos vegetales en la turbera Harberton muestra un marcado descenso en *S. magellanicum* asociado con condiciones secas y probablemente áridas alrededor de 740 años cal. A.P. (Savoretti, 2018). En la turbera Moat, un incremento en la diversidad de briofitas y líquenes alrededor de 1.080 años cal. A.P., se asocia también a un posible establecimiento de condiciones de mayor temperatura y menor humedad (Savoretti, 2018). En Bahía Franklin (IDE) la reducción del bosque entre 1.000 y 500 años cal. A.P. se asocia al evento OCM (Ponce *et al.*, 2011).

La PEH fue reconocida por Waldmann *et al.* (2010) en el registro sedimentario del lago Fagnano asociada a niveles con alto contenido de hierro que se vincularían a un incremento en la humedad. En el norte de la IGTDF, en la zona de estepa, se registran condiciones ambientales secas que son vinculadas a la PEH (Borromei *et al.*, 2018, Candel *et al.*, 2020, Montes *et al.*, 2020). Estas interpretaciones se basan en una caída del influjo polínico de *Nothofagus*, el incremento de vegetación de Zygnemataceae acompañado de un descenso de *Pediastrum* y altas tasas de sedimentación eólica registradas durante los últimos ca. 500 años cal. A.P.

En cuanto a los registros de turberas, variaciones en el influjo polínico de *Nothofagus* durante el último milenio han sido asociadas a la PEH. El análisis palinológico realizado en la turbera Las Cotorras (448 m s. n. m.), ubicada en un valle colgante de los Andes Fueguinos, registra la retracción de la línea del bosque de *Nothofagus*, entre los 781 y 412 años cal. A.P., lo cual estaría asociado a la existencia de condiciones climáticas más frías que las actuales (Borromei *et al.*, 2010). Los análisis de polen y diversos indicadores en turberas del valle interior Andorra (180 m s. n. m.) sugieren la existencia de dos períodos fríos y/o húmedos con posterioridad a los ca. 975 años cal. A.P. y a los 350 años cal. A.P. (Mauquoy *et al.*, 2004). En la turbera del Cañadón del Toro (93 m s. n. m.), la frecuencia del registro de polen de *Nothofagus* muestra un descenso junto con incremento en *Empetrum rubrum* hacia 500 años cal. A.P. (Borromei *et al.*, 2016). En la turbera Harberton (28 m s. n. m.), Heusser (1989) reportaron un descenso en el influjo polínico de *Nothofagus* luego de 2.350 años cal. A.P., antes de 380 años cal. A.P. y recientemente. Finalmente, en Bahía Franklin (240 m s. n. m.; IDE), una disminución en la densidad del bosque de *Nothofagus*, entre 500-50 años cal. A.P. podría ser una respuesta a condiciones frías y secas asociadas a la PEH (Ponce *et al.*, 2017).

# Capítulo IV

## Metodología



## METODOLOGÍA

### IV.1 Inventario y morfometría de lagos y lagunas de altura

#### IV.1.1 Identificación y digitalización de lagos y lagunas de altura

La identificación, mapeo y caracterización morfométrica de lagos y lagunas de altura se realizó mediante el uso de imágenes satelitales y Modelos Digitales de Elevación (MDE) suministradas por sensores remotos. Las imágenes satelitales se obtuvieron a través del sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS: <https://earthexplorer.usgs.gov/>) y del *Alaska Satellite Facility Distributed Active Archive Center* (ASF DAAC: <https://search.asf.alaska.edu/>) perteneciente al Sistema de Datos de Ciencias de la Tierra (ESDS: *Earth Science Data Systems*) de la NASA. Se adquirieron imágenes georreferenciadas Landsat y MDE del satélite Alos Palsar (Tabla IV.1). Las imágenes satelitales seleccionadas corresponden a los meses de verano, excepto la del área de cobertura de los montes Atocha. Esta selección se realizó para procurar que la superficie terrestre y, por lo tanto, los cuerpos de agua se encuentren desprovistos de nieve. A su vez, el número de imágenes satelitales óptimas se vio reducido por la baja frecuencia de días con escasa nubosidad a lo largo del año. Estas dos condiciones dan lugar a una escasa disponibilidad de imágenes satelitales óptimas que cubran todos los Andes Fueguinos. Además, el análisis se complementó con el uso de imágenes multitemporales entre los años 2004 y 2018 del *software* Google Earth® (imágenes cortesía de *DigitalGlobe*, CNEA/Airbus y USGS). Esta herramienta permitió identificar lagunas que se ubican en zonas de sombra en las imágenes satelitales seleccionadas, así como recurrir a imágenes desprovistas de nieve.

Con el objetivo de crear un inventario de lagos y lagunas de altura y un mapa asociado a una base de datos se decidió trabajar con el Sistema de Información Geográfica (SIG) libre y de código abierto QGIS, en sus versiones QGIS 2.18.0 y QGIS 3.4.15. Las herramientas y complementos que ofrece este *software* permitieron realizar, además de la identificación y digitalización de cuerpos lagunares, el cálculo de parámetros morfométricos básicos.

**Tabla IV.1:** Imágenes satelitales y modelos digitales de elevación utilizados para la identificación y mapeo de lagunas y lagos de altura.

Imagen / MDE	Fecha de adquisición	Zona de cobertura de la imagen	Resolución espacial
Landsat 7 y Landsat 8	10/10/2004	Montes Negros	30 y 15 m
	29/12/2004	Montes Atocha	
	13/02/2014	Sa. Lucio López	
	22/01/2015	Sa. Alvear (oeste), Sa. de Valdivieso, Mtes. Martial y Sa. de Sorondo (oeste)	
	01/03/2016	Sa. de Sorondo (centro y este) y Cordón No-top	
	06/03/2018	Sa. Alvear (este)	
	03/02/2019	Sa. Alvear (centro)	
Alos Palsar	14/02/2011	Sa. de Beauvoir, Sa. de Valdivieso, Sa. de Vinciguerra, Mtes. Martial y sector O de Sa. de Alvear y Sa. de Sorondo	12,5 m
	26/02/2011	Sa. Lucas Bridges, Cordón No-top y sector este de Sa. de Alvear y Sa. de Sorondo	
	10/03/2011	Sa. Lucio Lopez y Montes Lucio Lopez	
	21/02/2011	Montes Atocha y Montes Negros	

Se creó un proyecto en QGIS para el cual se eligió el sistema de referencia de coordenadas POSGAR 2007 / Argentina 2 (EPSG: 5344). La digitalización de los polígonos correspondientes a las lagunas se realizó de forma manual. Se optó por esta metodología y se desestimó la implementación de una clasificación supervisada debido a la diversidad de imágenes satelitales que se utilizaron como consecuencia de las características de cobertura de la zona. Además de las nubes y la nieve, también la sombra de las montañas dificulta la aplicación de técnicas automatizadas cuando se trata de delimitar el borde de cuerpos de agua. A su vez, la digitalización manual garantiza una examinación consistente y un control de alta calidad. Esta digitalización en QGIS fue complementada mediante la revisión en Google Earth de imágenes multitemporales que permitieron mejorar la identificación de cuerpos de agua y delimitar sus bordes en las zonas con las dificultades mencionadas. La información cartográfica en formato de capa (*shape*) correspondiente a ríos, rutas, límite internacional se obtuvo del sitio web oficial del [Instituto Geográfico Nacional](#).

IV.1.2 Atributos y parámetros morfométricos

Para todas y cada una de las lagunas y lagos del inventario se asignaron y midieron los siguientes atributos y parámetros morfométricos, respectivamente:

**ID:** Número de identificación.

**Nombre:** Denominación oficial (según Dirección General de Recursos Hídricos de la provincia de Tierra del Fuego, A&IAS) o informal, en base a la información recabada.

**Coordenada central X e Y:** Coordenadas planas correspondientes al centroide del polígono de cada laguna.

**Ubicación:** Nombre de la sierra en la que se ubica cada laguna.

**PN:** Parque Nacional. Si el cuerpo de agua se encuentra dentro de la jurisdicción del Parque Nacional Tierra del Fuego.

**Altitud:** Metros sobre el nivel del mar a los que se encuentra la superficie de cada laguna. Se obtuvo con la capa de polígonos de lagunas y el MDE mediante la operación de QGIS denominada “Estadística de zona”.

**Orientación:** Exposición respecto a los puntos cardinales de cada cuerpo de agua.

**Posición geomorfológica:** Geofoma en la que se emplaza cada cuerpo de agua.

**Litología:** Formación rocosa en la que se emplaza cada cuerpo de agua.

**Glaciar:** Si existe o no un glaciar aguas arriba dentro de la misma subcuenca en la que se emplaza la laguna.

**Morena PEH:** Si existen o no morenas asignadas a la PEH dentro de la misma subcuenca en la que se emplaza la laguna.

**Laguna-morena:** Posición relativa del cuerpo de agua respecto a la morena PEH (aguas arriba o aguas abajo).

**P:** perímetro (m) o longitud de la línea de costa.

**Área (S):** área (m<sup>2</sup>).

**DL:** desarrollo del perímetro. Éste representa la relación entre la longitud de la línea de costa y la longitud de la circunferencia de un círculo de área igual a la del lago, y se obtiene mediante la fórmula:

$$DL = \frac{P}{2\sqrt{(\pi \cdot S)}}$$

Mediante este valor se puede realizar la clasificación según la forma para los distintos cuerpos de agua. Se implementaron dos clasificaciones que utilizan el valor DL: una en base a Hutchinson (1957) que clasifica las lagunas como circulares ( $DL \leq 1,4$ ) y

elípticas ( $DL > 1,4$ ) y la otra en base a Timms (1992) que las clasifica de la siguiente forma:

- **Circulares:** Presentan esta forma la mayoría de los lagos en cráteres volcánicos, dolinas y pequeñas cuencas de deflación. Los valores para el DL son típicamente entre 1 y 1,25 Circular ( $1 < DL = 1,25$ ).
- **Subcirculares:** Se trata de una forma menos perfecta que la forma circular, y es mostrada por muchos circos glaciarios y por imperfectos cráteres volcánicos, dolinas y cuencas de deflación. ( $1,25 < DL < 1,5$ ):
- **Elípticos:** Con origen en deflación eólica, los ejemplos más perfectos se encuentran en las dunas parabólicas costeras. El índice de desarrollo de la línea de costa, es probablemente sólo un poco mayor que en las dos primeras categorías mencionadas.
- **Subrectangular alargado:** Esta forma es exhibida por los lagos en fosas tectónicas y los lagos glaciarios. En general este tipo de lagos tienen valores superiores a 3. Ejemplo, en los canadienses,  $1,5 = DL = 7,2$ .
- **Irregulares:** Corresponde a lagos muy irregulares y usualmente con un alto grado de conectividad entre ellos. En el análisis de las lagunas se identificaron aquellas irregulares de manera individual y se clasificaron como tal, por lo tanto, no fueron consideradas para las clasificaciones de Hutchinson (1957) y Timms (1992) según sus índices DL.

En cuanto a la profundidad, se realizaron relevamientos batimétricos en las lagunas Esmeralda y Turquesa los cuales se detallan más adelante en el apartado IV.2.2. Para los cuerpos de agua restantes no se cuenta con datos de profundidad, excepto algunos lagos de gran porte en los que se han realizado estudios antecedentes (p. ej.: lago Fagnano, Acigami, San Ricardo).

En el programa Excel se realizaron clasificaciones para cada uno de los atributos y parámetros morfométricos mediante la confección de tablas de frecuencia. La cantidad de clases y los rangos asignados varían según el atributo o parámetro analizado, los cuales, en algunos casos, presentan subdivisiones específicas (por ejemplo, orientación: N, NE, E, SE, S, SO, O, NO). En el caso del área, debido a que ninguno de los cuerpos de agua analizados supera los  $10 \text{ km}^2$ , lo cual los incluiría dentro de la clasificación “muy pequeñas” (*sensu* Lindgren y Håkanson, 2011), se realizó una clasificación en base a la amplitud areal de las lagunas. De esta manera se determinaron 4 clases: clase 1 “Pequeña”,  $0 < S \leq 0,01 \text{ km}^2$ ; clase 2 “Mediana”,  $0,01 < S \leq 0,1 \text{ km}^2$ ; clase 3 “Grande”,  $0,1 < S \leq 1 \text{ km}^2$ ; y clase 4 “Muy grande”,  $1 < S \text{ km}^2$ .

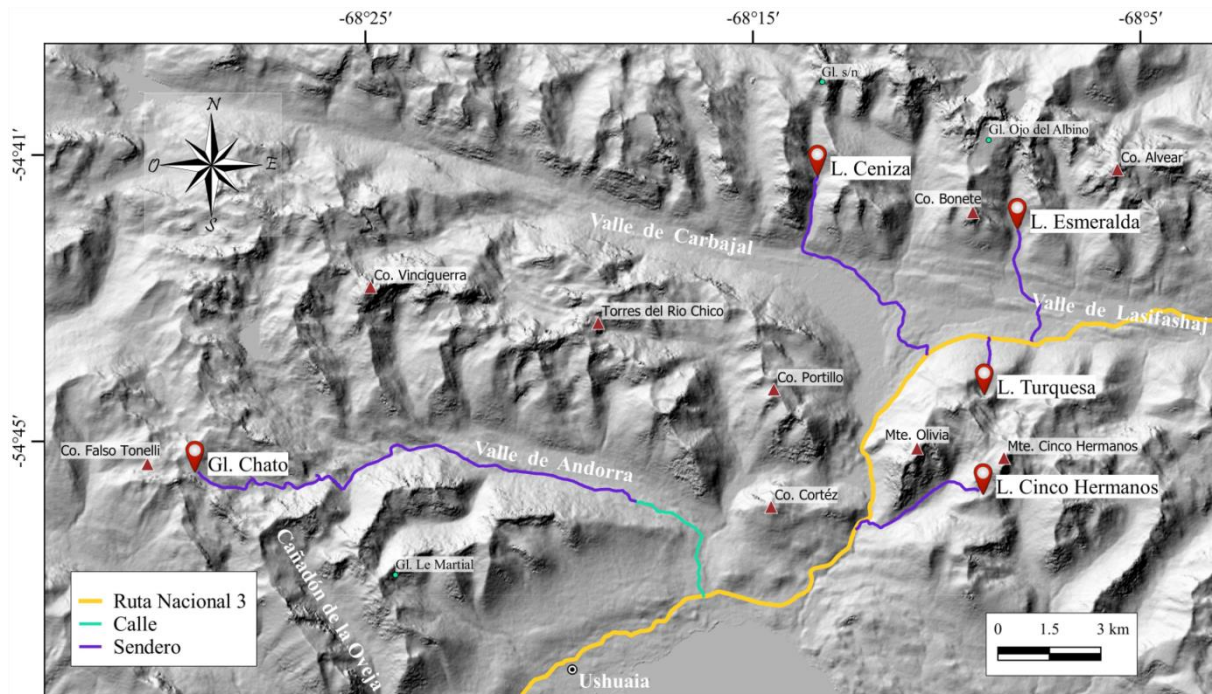
Con los datos obtenidos de las tablas de los diferentes atributos y parámetros morfométricos se generaron los correspondientes histogramas de frecuencias (para altitud, área y perímetro), gráficos de torta (para ubicación, posición geomorfológica, litología, glaciares, morena PEH, posición laguna-morena PEH, desarrollo del perímetro) y rosa de los vientos (para la orientación).

Posteriormente, se analizó la relación entre la distribución geográfica, altitud, presencia de glaciares y morenas asociadas a la PEH y la topografía. Finalmente, se realizó un análisis de los diferentes atributos y parámetros morfométricos asociados a la posición y génesis geomorfológica.

#### **IV.2 Análisis geomorfológico, relevamiento batimétrico y obtención y análisis de testigos sedimentarios en los sitios seleccionados (valles y circos de las lagunas Esmeralda, Ceniza, Turquesa, Cinco Hermanos y glaciar Chato)**

La selección de cinco valles y circos glaciales se realizó sobre la base de: a) presencia de cuerpos lagunares; b) orientación según los puntos cardinales; c) presencia de morenas PEH ubicadas aguas arriba de las lagunas; y d) accesibilidad para realizar relevamientos de campo, obtención de datos batimétricos y de testigos lacustres. El criterio d) se debe a que ninguna laguna de altura de los Andes Fueguinos presenta vías de acceso para vehículos motorizados, solo de manera parcial, por lo tanto, el acceso con la carga de elementos necesarios para las tareas de campo debió realizarse a pie (Fig. IV.1).

Las campañas se realizaron durante los años 2016, 2017, 2018 y 2019. Durante la época estival se realizaron los relevamientos para el mapeo geomorfológico en los cinco sitios y el relevamiento batimétrico en la laguna Turquesa (Fig. IV.1). Durante los inviernos de los tres primeros años se realizaron las campañas de adquisición de testigos sedimentarios en las lagunas Ceniza y Esmeralda y el relevamiento batimétrico en esta última. Esto se debe a que las lagunas se congelan durante esta época del año, lo cual facilita la logística para las maniobras de muestreo y obtención de datos con herramientas de prospección geofísica. Cabe destacar que en Argentina no existen antecedentes de obtención de testigos sedimentarios lacustres desde la superficie de lagunas de altura congeladas, y a nivel mundial son escasos. Por ello, establecer una correcta metodología de trabajo requirió de una exhaustiva investigación, confección de un muestreador y de varias campañas de prueba tanto del muestreador como de la maniobra de muestreo.



**Figura IV.1:** Caminos de acceso a los cinco sitios seleccionados para realizar mapeo geomorfológico de detalle y obtención de testigos lacustres.

#### IV.2.1 Mapeo geomorfológico

La confección de los mapas geomorfológicos de los cinco sitios estudiados consistió, en primera instancia, en trabajo de gabinete donde se realizó una identificación preliminar de unidades geomorfológicas en base a:

- Fotointerpretación de pares estereoscópicos a escala 1:40.000 tomados por el Servicio de Hidrografía Naval en el año 1970;
- Análisis de imágenes satelitales Landsat (ver Tabla IV.1);
- Análisis de MDE Alos Palsar (ver Tabla IV.1).

Mediante el *software* QGIS se analizaron las imágenes satelitales y los MDE. Se demarcaron unidades geomorfológicas en base a forma, color, textura y estructura a través de capas de polígonos, líneas y puntos según correspondiera. Para analizar las distintas geoformas se realizaron mediciones altimétricas y planimétricas (longitud, altura, orientación, pendientes), así como perfiles transversales y longitudinales. El cálculo de pendientes se realizó de manera analítica mediante la información altitudinal obtenida de los MDE y, luego, en campo con brújula Brunton, se midieron pendientes de algunas geoformas que ameritaban datos más precisos.

El trabajo de gabinete fue complementado con tareas de campo que consistieron en la identificación, descripción, georreferenciación y mapeo de geoformas que no habían sido reconocidas mediante las imágenes satelitales, así como la verificación y

descripción de las geoformas mapeadas. Además, se realizó la descripción litológica y sedimentológica de las diferentes geoformas identificadas. Los materiales y herramientas utilizados para estas tareas fueron libreta de campo, lápiz, cámara de fotos, escala métrica y centimétrica, GPS (GPS: *Global Position System* o Sistema de posicionamiento global) Garmin Etrex 10, pala, bolsas para muestras, cinta y marcador indeleble.

En el circo del glaciar Chato, debido al reconocimiento de geoformas poco comunes asociadas a glaciares de circo, se realizó un relevamiento fotogramétrico del área proglacial utilizando un Vehículo Aéreo no Tripulado (VANT) marca DJI modelo Phantom 4. El plan de vuelo fue elaborado con el programa Pix4D a una altura de vuelo de 70 m. Se generó un MDE (5,41 cm/pix) con el GPS interno del VANT a través del programa *Agisoft photoScan*.

#### IV.2.2 Batimetría de lagunas seleccionadas

Se obtuvieron datos batimétricos de las lagunas Esmeralda y Turquesa mediante dos técnicas diferentes: ecosonda y georradar. Dichas lagunas fueron seleccionadas entre los cinco sitios específicos debido a la menor dificultad de acceso con el instrumental necesario para las mediciones.

##### IV.2.2.1 Ecosonda

En la laguna Turquesa se realizó la medición batimétrica mediante una ecosonda *Fish Finder 5000* de doble frecuencia (50 y 200 KHz) la cual se comunica mediante protocolo NMEA (*National Marine Electronics Association*) con un GPS Garmin modelo 76 CSx (Fig. IV.2.a). El GPS toma valores de latitud (X) y longitud (Y) junto al valor de ecosonda que es transformado en profundidad (Z), de esta manera se asocia la posición geográfica con la profundidad.

En primer lugar, para la obtención de los puntos dentro del cuerpo de agua, se fabricó un pequeño catamarán con dos pontones de PVC (cloruro de polivinilo) de 110 mm de diámetro (Fig. IV.2.a). A éste, mediante bridas de conexión de agua domiciliaria, se le adosó una estructura metálica en donde nivelar y emplazar el equipo batimétrico. Se diseñaron dos grandes carretes que cargan aproximadamente 500 m de tanza de 0,9 mm de espesor. Cada carrete se acopló al catamarán mediante mosquetones de seguridad. Los carretes se utilizaron análogamente a *reels* de pesca desplazando el catamarán de un extremo a otro de la línea de costa. Se calculó el tamaño del catamarán

para soportar la flotabilidad de aproximadamente 40 kg, el equipo completo más las baterías suman 18 kg, por lo tanto, su flotación fue óptima. La profundidad de agua mínima para la flotabilidad del catamarán es de 0,30 m (Fig. IV.2.b).

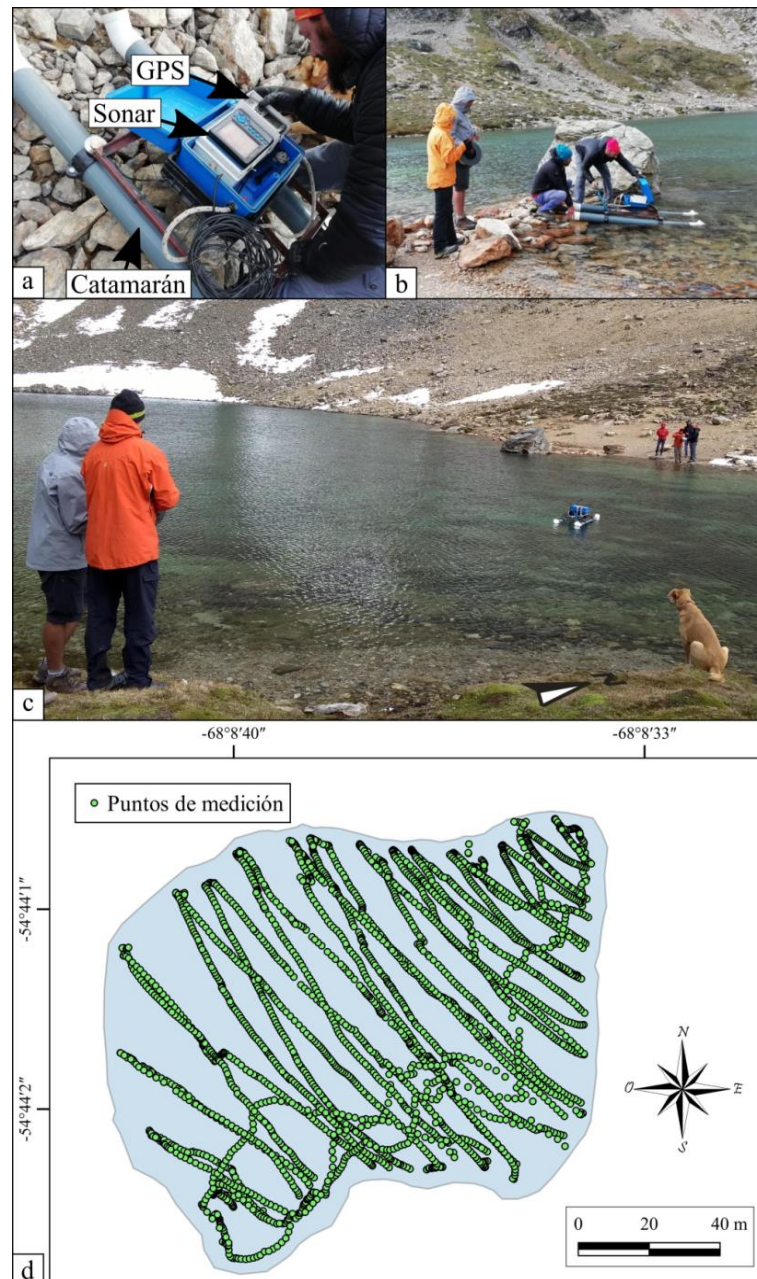
La obtención de datos batimétricos se realizó durante el mes de febrero del año 2018. Se barrió la superficie de la laguna de 13.840 m<sup>2</sup> mediante piernas con dirección NO-SE, y éstas se trazaron desde el extremo NE de la laguna hacia el SO (Fig. IV.2.c y d). La frecuencia de medición de la ecosonda fue cada 2 segundos y el tiempo de relevamiento fue de 2 h 06 min. Para cada punto relevado se obtuvieron datos de coordenadas (X e Y) y profundidad (Z).

En gabinete, en primer lugar, se ordenaron y limpiaron los datos erróneos de X, Y y Z correspondientes a cada punto relevado. Posteriormente estos datos fueron procesados mediante un complemento de interpolación del programa QGIS, el método de interpolación “Red Irregular triangulada” (TIN), y se obtuvo un modelo de profundidad digital de la laguna en formato ráster. Finalmente, a partir de este modelo se obtuvieron las curvas batimétricas de la laguna.

#### III.2.2.2 Georradar

Con el objetivo de realizar un relevamiento batimétrico mediante una metodología alternativa, en la laguna Esmeralda en el mes de septiembre de 2018 estando ésta aún congelada se realizó una prospección con Georradar (GPR – *Ground Penetrating Radar*) marca GSSI modelo SIR 3000 (GSSI, 2004).

El GPR es una herramienta de prospección geofísica basada en la transmisión, reflexión y recepción de ondas electromagnéticas en un rango de frecuencias en el orden de los megahertz (MHz) a los gigahertz, a través de una antena emisora y una receptora (Fig. IV.3.a). Además, posee una unidad de adquisición de datos que presenta una pantalla en la cual se visualiza el perfil que se está registrando. Este perfil cuenta con un eje horizontal en metros y un eje vertical en unidades de tiempo (tiempo de ida y vuelta). Los principios de este método (colección de datos, procesamiento e interpretación) son descriptos en Davis y Annan (1989), Neal y Roberts (2001), entre otros.



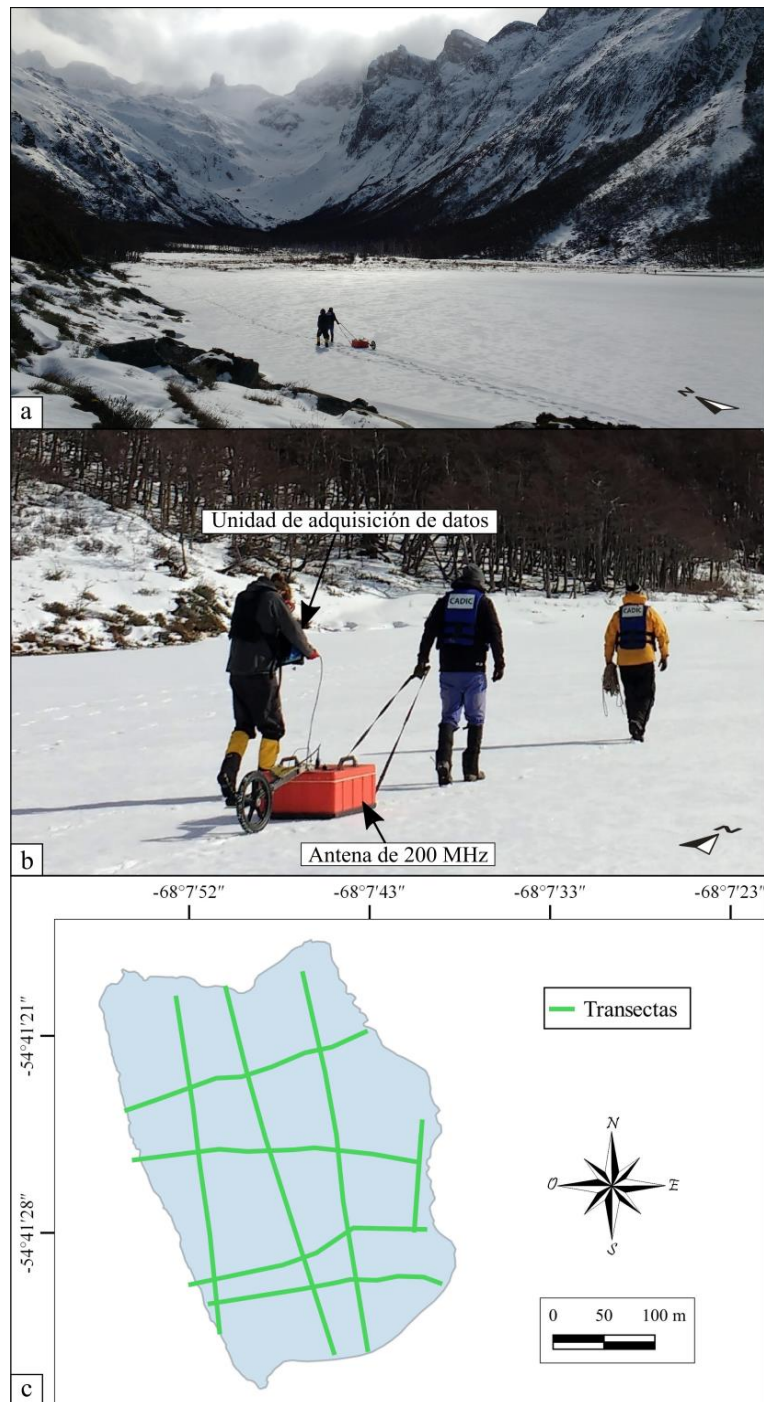
**Figura IV.2:** (a) Instrumental montado sobre el catamarán, el técnico Ramiro López (CADIC-CONICET) realiza los ajustes necesarios para comenzar con la medición. (b) y (c) Disposición de la balsa sobre el agua y comienzo del barrido y toma de datos sobre la laguna. (d) Trayectoria realizada por el catamarán durante el relevamiento batimétrico en la laguna Turquesa.

Las reflexiones se producen en subsuelo como resultado de las variaciones en las propiedades eléctricas de los materiales que lo componen. Pueden ser producidas por superficies generadas por estructuras sedimentarias, contrastes litológicos, presencia del nivel freático o cuerpos muy reflectores o capaces de producir difracciones (Montes *et al.*, 2012). La principal propiedad que controla el comportamiento de la energía electromagnética en un medio es la permitividad dieléctrica relativa o constante dieléctrica. La selección de frecuencias específicas de las antenas GPR para estudiar con

precisión la batimetría y la acumulación de sedimentos depende de la profundidad del cuerpo de agua, el tipo de sedimento, la profundidad de acumulación y otras condiciones relacionadas con la calidad del agua (Lachhab *et al.*, 2015). La mayoría de los estudios batimétricos realizados con GPR se han llevado a cabo con una sola antena o con una combinación de una antena y otras técnicas (Delaney *et al.*, 1992; Moorman y Michel, 1997; Lin *et al.*, 2009; Sambuelli *et al.*, 2009).

Para el relevamiento en la laguna Esmeralda se diagramó una grilla de prospección con cuatro transectas de orientación norte-sur y cuatro transectas de orientación este-oeste. Se utilizó una antena de 200 MHz que se une a una rueda mediante la cual se mide la distancia recorrida. Se emplearon filtros verticales pasa bajo en 600 MHz y filtros pasa alto en 50 MHz. La antena se configuró con 25 escaneos por metro y 512 muestreos por escaneo. Este equipo fue trasladado sobre la superficie congelada de la laguna siguiendo la grilla diagramada, de este modo se cubrió una superficie de 99.640 m<sup>2</sup> (Fig. IV.3.b y c). A partir del dato de profundidad obtenido en forma directa en un punto de la laguna se obtuvo una constante dieléctrica de 87.

El procesamiento de los registros se realizó mediante el *software* Radan 6.0 para Windows (GSSI 2004). Este procesamiento incluyó corrección *Time0* para ajustar las ondículas de los registros a la superficie del terreno y se aplicó una curva de ganancia automática ajustada en 5 puntos. Una vez identificado el reflector correspondiente al fondo de la laguna, se generó una tabla en el programa Excel (archivo .xlsx) que contuviera los siguientes datos: “Punto (distancia en m)”, “Latitud (X)”, “Longitud (Y)” y “Profundidad (Z)”. De este modo, en Google Earth, se desplegaron las transectas de relevamiento y se marcaron puntos cada 5 m, de los cuales se tomó el dato de coordenadas X e Y. Luego, en los registros desplegados en el programa Radan, se buscó la posición correspondiente de cada uno de esos puntos y se tomó el dato de profundidad para cada uno en base al reflector que representa el fondo de la laguna. De este modo para cada punto se obtuvieron los datos X, Y y Z. Posteriormente se volcaron los datos de la tabla .xlsx en el *software* Surfer 10, y se generaron las curvas de batimetría de la laguna Esmeralda.



**Figura IV.3:** (a) Prospección geofísica durante el desarrollo de una transecta con dirección norte-sur. (b) Habitáculo de las antenas emisora y receptora al que se une la rueda que brinda el dato de longitud de la transecta (tirado por el Dr. J. F. Ponce, CADIC-CONICET) y la unidad de adquisición (manipulada por el Dr. A. Montes, CADIC-CONICET). Por delante, el técnico J. Escobar (CADIC-CONICET) lleva elementos de seguridad en caso de ruptura del hielo superficial de la laguna. (c) Transectas obtenidas luego de completada la prospección.

IV.2.3 Testigos sedimentarios lacustres

Se obtuvieron dos testigos sedimentarios de las lagunas Esmeralda y Ceniza (Tabla IV.2, Fig. IV.1). Las campañas se realizaron durante los inviernos de los años 2016, 2017 y 2018 (Fig. III.4).

Tabla IV.2: Testigos sedimentarios obtenidos del fondo de las lagunas.

Testigo	Longitud	Ubicación
ESM17	71 cm	Laguna Esmeralda 54° 41' 24" S 68° 07' 46" O
CZA18	102 cm	Laguna Ceniza 54° 40' 38" S 68° 13' 13" O



Figura IV.4: (a), (b), (c) Aproximación hacia el sitio Esmeralda, en este lugar las diferentes campañas se realizaron durante el día. (d), (e), (f) Campaña de muestro a la laguna Ceniza, debido a su lejanía se utilizaron trineos para transportar equipamiento y se realizó pernocte para la primera aproximación al sitio.

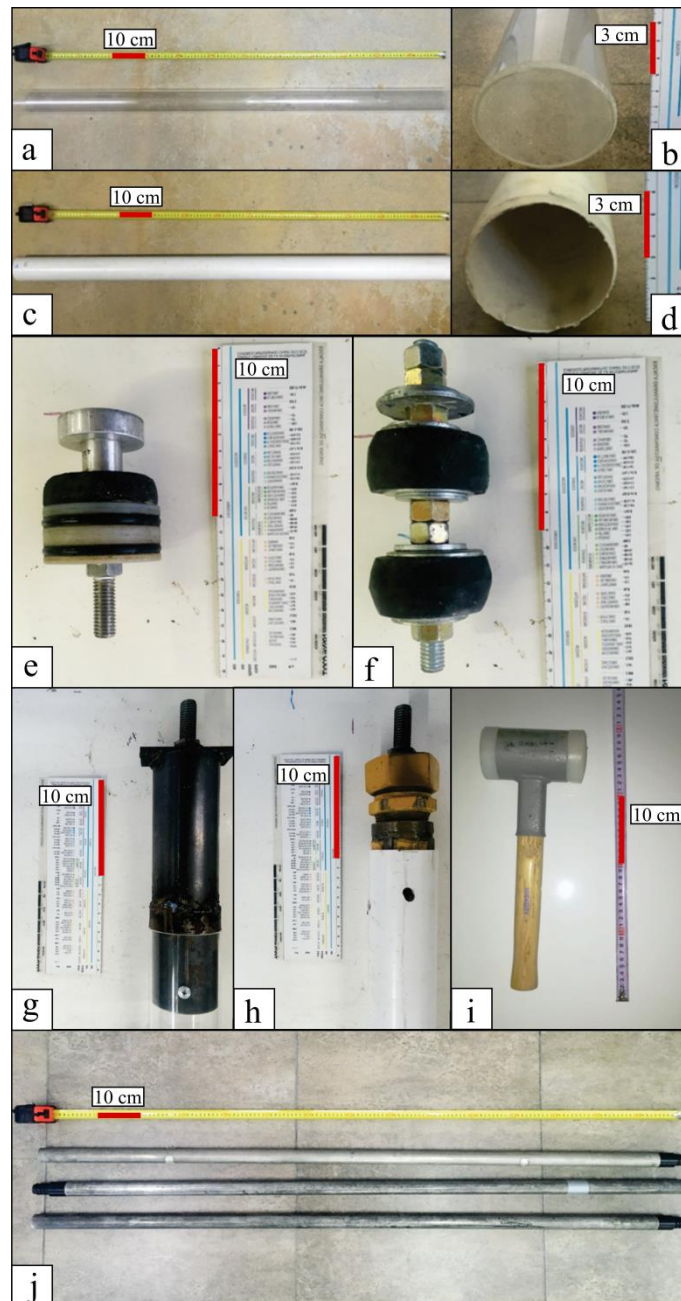
III.2.3.1 Extracción de testigos lacustres

III.2.3.1.1 Construcción de muestreador de sedimentos

Los testigos fueron obtenidos mediante un muestreador de tipo pistón-percusión. En el Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario (CADIC-CONICET) se construyó una copia similar al muestreador Bolivia (de tipo pistón; Myrbo y Wright, 2008), que es una modificación del tipo Livingstone (Livingstone, 1955; Wright, 1967). En el

muestreador Bolivia se reemplaza la barra de metal por tubos de policarbonato, en nuestro caso utilizamos tubos de PVC y acrílico, para evitar tener que extruir los testigos y proveer una mejor retención de los sedimentos acuosos de la parte superior del testigo (Figs. IV.5.a a d). El diámetro interno de los tubos es de 59 mm en el de PVC y 64 mm en el de acrílico. Para cada uno de estos tubos se confeccionó un pistón (Figs. IV.5.e y f). Ambos pistones cuentan con un eje interno de acero que es recubierto por cilindros, de caucho para el correspondiente a los tubos de PVC y de teflón con dos juntas tóricas (*o'rings*) para el que se usa en los tubos de acrílico. Estos pistones se encuentran unidos a un cable acerado que los conecta con la superficie lagunar cuando el muestreador se encuentra en contacto con los sedimentos del fondo. Mediante adaptadores específicos para cada tipo de tubo se conectan éstos con las varillas de acero que permiten llevar el muestreador hacia el fondo de las lagunas (Figs. IV.5.g a j). Debido a la profundidad de ambas lagunas, las varillas que se extienden desde la superficie hasta el fondo sufrían flexura al hacer presión para hincar el muestreador, por lo tanto, se complementó el muestreo con golpes mediante martillo de teflón (Fig. IV.5.i).

Cabe mencionar que, en primera instancia, se realizaron varios intentos de extracción de testigos en la laguna Esmeralda con un muestreador de tipo percusión con trampa de sedimentos en la base. Esos intentos fueron infructuosos, por lo tanto, se procedió a buscar una herramienta más eficaz y se construyó el muestreador tipo Bolivia descrito. A su vez, para este muestreador, se realizaron varios intentos de extracción de testigos que derivaron en una mejora continua hasta obtener una herramienta y testigos óptimos.



**Figura IV.5:** Partes de la réplica de muestreador tipo Bolivia. (a) y (b) Tubo de acrílico. c) y d) Tubo de PVC. e) Pistón de teflón y juntas tóricas para tubo de acrílico. f) Pistón de caucho para tubo de PVC. g) Adaptador y soporte del tubo de acrílico. h) Adaptador y soporte del tubo de PVC. i) Martillo de teflón. j) Varillas de acero con sus respectivos acoples para enroscar e hincar el muestreador en el fondo.

### III.2.3.1.2 Extracción de testigos

En primer lugar, la maniobra de muestreo consistió en perforar el hielo superficial de las lagunas mediante motosierra (Fig. IV.6.a). En la laguna Esmeralda se midieron espesores de hielo de entre 28 y 34 cm durante las diferentes campañas, y en la laguna Ceniza el espesor fue de 43 cm. Se realizaron orificios de forma cuadrada de aproximadamente 40 x 40 cm de lado en cada punto de muestreo (Fig. IV.6.b). En segundo lugar, se introdujo el muestreador en esos orificios a medida que se anexaban

las varillas de acero hasta alcanzar el fondo. Una vez alcanzado el fondo del cuerpo de agua se debió sujetar el cable acerado que se encuentra atado al pistón de manera tal que éste quede en una posición estática y el tubo se deslice a medida que se hinca en el sedimento (Fig. IV.6.c). Los primeros centímetros se hincaron empujando el muestreador y posteriormente se procedió a dar golpes con el martillo de teflón hasta llegar a la profundidad deseada (Fig. IV.6.d).

Al retirar los testigos sedimentarios hacia la superficie, antes de que la base del testigo salga del agua ésta se debe tapar para evitar la pérdida de vacío y, en consecuencia, la pérdida de los sedimentos (Fig. IV.6.e). Para esta maniobra se utilizó espuma floral (espuma rígida de poliuretano), la cual impide el paso de sedimentos. Finalmente, una vez que el testigo estuvo en superficie se retiró el excedente de agua del techo, dejando unos 5 cm, y se arrojó poliacrilato de sodio (polímero) que, en contacto con el agua, se gelifica y aumenta su volumen generando un tapón (Fig. IV.6.f y g). Posteriormente se sellaron techo y base con cinta y se rotularon los testigos.

Luego, debido a la falta de cámara fría en las instalaciones de CADIC-CONICET, los testigos debieron ser almacenados en un *freezer* lo que produjo congelamiento del agua contenida entre los sedimentos. Sin embargo, este congelamiento no produjo perturbaciones en el testigo.

#### IV.2.3.2 Análisis de testigos lacustres

##### IV.2.3.2.1 Rayos X y apertura de testigos

En primer lugar se obtuvieron imágenes de rayos X de cada uno de los testigos con el fin de realizar una observación preliminar de la disposición de los sedimentos y la presencia de estructuras (Fig. IV.7.a y b). Las mismas fueron realizadas en el Hospital Regional Ushuaia, gracias a la gentileza del personal del Área de Rayos.

Luego, en laboratorio, se realizó la apertura de los tubos que contenían a cada testigo sedimentario, mediante amoladora manual se realizaron dos cortes longitudinales situados a 180° uno del otro. Una vez abierto, una de las dos mitades de cada testigo se submuestreó en muestras de un centímetro de espesor (Fig. IV.7.c). Estas muestras fueron almacenadas y serán utilizadas para realizar análisis diatomológicos, polínicos y de macrorrestos vegetales mediante diversos proyectos de investigación de los integrantes del Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario del CADIC-CONICET.



**Figura IV.6:** (a) Perforación con motosierra del hielo superficial de la laguna, en detalle se muestra el orificio generado. (b) Armado del muestreador en campo. (c) Sujeción en superficie del cable acerado que se conecta al pistón para que este último quede en posición estática. (d) Hincamiento del muestreador mediante golpes con martillo de teflón. (e) Extracción del muestreador con sedimentos del fondo de la laguna y colocación de espuma floral (en detalle) en la base del testigo, también se muestra detalle del techo del testigo, interfase agua-sedimento y pistón. (f) y (g) Agregado de poliacrilato de sodio y gelificación del mismo en contacto con el agua.



**Figura IV.7:** (a) Obtención de imagen de rayos X por personal del Hospital Regional Ushuaia. b) Imágenes de rayos X de los testigos. c) Submuestreo de la media caña de unos de los testigos.

En la mitad restante de cada testigo se realizaron los análisis que se describen a continuación:

#### IV.2.3.2.2 Descripción inicial

Se realizó reconocimiento y descripción macroscópica de color, textura, estructuras y presencia de materia orgánica de los sedimentos (Fig. IV.8.a).

#### IV.2.3.2.3 Análisis granulométrico

Los análisis granulométricos permiten determinar la abundancia relativa de clases texturales que constituyen los sedimentos. Su utilidad radica en la posibilidad de identificar cambios ambientales y en la dinámica de sedimentación que los depositó a partir de las variaciones granulométricas (Escobar *et al.*, 2005).

El análisis granulométrico de los testigos se realizó mediante sedígrafo láser Malvern Mastersizer 2000 y mediante escala granulométrica Udden-Wentworth (Fig. IV.8.b). Consistió en un muestreo sistemático cada un centímetro a lo largo de la parte central de ambos testigos. Debido a la ausencia de material cementante no fue necesario realizar pretratamiento de las muestras analizadas. Del mismo modo, debido al bajo contenido en materia orgánica no se consideró necesario el pretratamiento con  $H_2O_2$  para eliminarla.

## IV.2.3.2.4 Dataciones radiocarbónicas

La datación por radiocarbono es un método de datación radiométrica que utiliza el isótopo radioactivo  $^{14}\text{C}$  para determinar la edad de materiales que contienen carbono hasta unos 50.000 años antes del presente (Plastino *et al.*, 2001).

En el testigo ESM17 se tomó una muestra a 43 cm de profundidad. En el testigo CZA18 se tomaron cuatro muestras: una entre 22-21 cm, otra entre 45-44 cm, otra entre 61-59 y la última entre 73-72 cm de profundidad. En primera instancia se realizó recolección (*picking*) de materia orgánica pero debido a la escasa cantidad y al tamaño diminuto de los restos orgánicos los análisis de todos los niveles debieron realizarse sobre muestras de sedimento con contenido de materia orgánica (Fig. IV.8.c). Las dataciones se realizaron en el laboratorio *DirectAMS* (Washington, Estados Unidos).

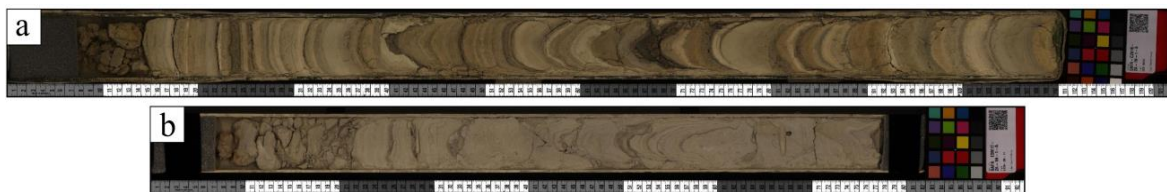


**Figura IV.8:** (a) Testigo seco con las marcas dejadas por la extracción de sedimento para el análisis textural. (b) Técnico Ignacio Magneres (CADIC-CONICET) operando el sedígrafo. (c) Recolección de materia orgánica para realizar las dataciones.

Para continuar con los análisis los testigos fueron enviados al laboratorio *National Lacustrine Core Facility (LacCore)*, asociado con la *Continental Scientific Drilling Coordination Office (CSDCO)*, de la *University of Minnesota* (Estados Unidos), lugar al que acudí personalmente durante un mes mediante una beca otorgada por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la UNPSJB. Allí se realizaron las siguientes actividades y estudios:

#### IV.2.3.2.5 Escaneo fotográfico

Escaneo en el equipo GeoTek Geoscan-III para obtención de imagen digital de alta resolución (Fig. IV.9.a y b). Este equipo cuenta con una cámara de escaneo lineal CCD (*Charged Coupled Device*) con luces fluorescentes que se mueven junto con la cámara. En estos escaneos se implementa una tarjeta de color *Gretag-Macbeth Minichecker* que contiene 18 cuadros de colores y 6 en escala de grises calibrados. Esto permite, en caso de ser necesario, poder ajustar la imagen al valor conocido de estos cuadros y así obtener una reproducción fidedigna de los colores.



**Figura IV.9:** Imagen de alta resolución de los testigos: (a) CZA18. (b) ESM 17.

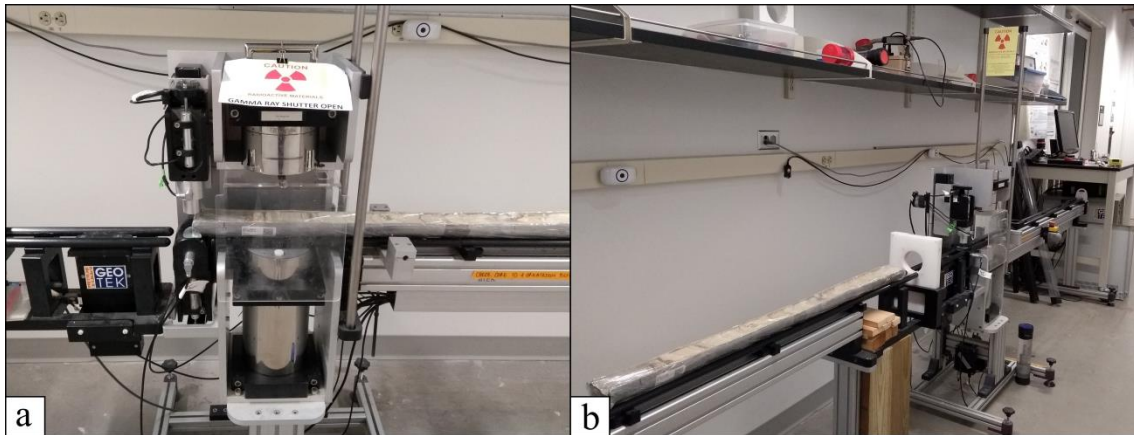
#### IV.2.3.2.6 Susceptibilidad magnética y densidad

La susceptibilidad magnética (SM) es una propiedad magnética adimensional que determina la magnetización de los materiales ante la inducción de un campo magnético (Nowaczyk, 2005). Para su medición, los materiales a ser investigados son sometidos a un campo magnético que induce una pequeña magnetización la cual desaparecerá luego de que dicho campo sea retirado. El factor de proporción entre el campo magnético y la magnetización generada es la SM. La densidad, es otra propiedad de los sedimentos que, junto a la SM, constituyen parámetros físicos de importancia ya que a través de su análisis permiten la caracterización de la litología de testigos sedimentarios (Brignone, 2021).

Cambios ambientales asociados a la variabilidad climática, como así también cambios en las condiciones de transporte y depositación, pueden resultar en variaciones de la composición y la granulometría de los sedimentos y, por tal motivo, en variaciones tanto en el contenido de minerales magnéticos como en la densidad de los sedimentos (Last y Smol, 2001). El análisis de estas propiedades a lo largo de un testigo lacustre puede permitir la identificación de distintos tipos de materiales y su separación en unidades de comportamiento contrastante (Delgado, 2015).

Las mediciones de SM y densidad fueron realizadas a una resolución de 0,5 cm mediante GeoTek MSCL-S (*multi-sensor core logger*; Fig. IV.11.a y b). Los datos

obtenidos fueron ploteados en gráficos profundidad/SM y profundidad/densidad para observar la variación de estas propiedades a lo largo de la extensión de los testigos.



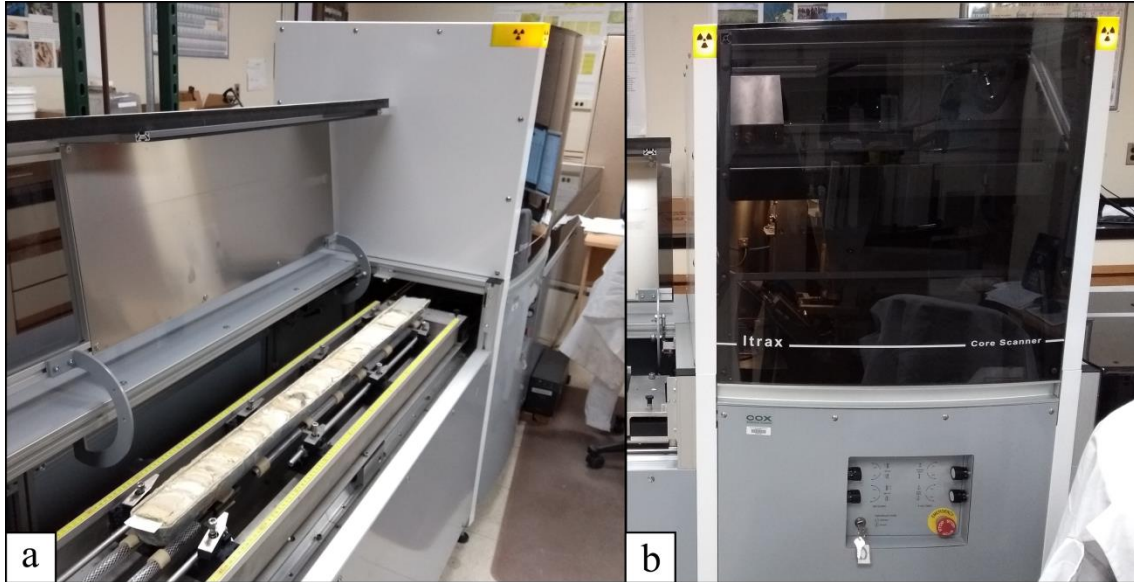
**Figura IV.11:** (a) y (b) GeoTex *multi-sensor core logger* mediante el cual se obtuvieron datos de susceptibilidad magnética y densidad (*LacCore, University of Minnesota*).

#### IV.2.3.2.7 Geoquímica elemental

La micro fluorescencia de rayos X consiste en un análisis no destructivo que permite generar perfiles de concentraciones elementales relativas a lo largo de testigos sedimentarios. Estos perfiles ayudan en el entendimiento de su geoquímica a través de cambios en el contenido y distribución de elementos. La geoquímica provee información sobre la variación en las condiciones de anoxia, rédox, gradación, procedencia y presencia de carbonato y sílice biogénica en los sedimentos, entre otros aspectos (Last y Smol, 2002; Davies *et al.*, 2015).

Los datos geoquímicos se obtuvieron a una resolución de 0,5 cm mediante analizador ITRAX XRF *CoreScanner* perteneciente al laboratorio de fluorescencia de rayos X de *LacCore* ubicado en la institución *Large Lakes Observatory* en la ciudad de Duluth, EEUU (Fig. IV.12.a y b). Su funcionamiento se basa en el principio de que átomos individuales, cuando son excitados por una fuente de rayos X externa, emiten fotones de una energía o longitud de onda característica. A través del conteo del número de fotones de cada longitud de onda emitidos por una muestra durante su exposición a una fuente de rayos X se pueden identificar y cuantificar los elementos presentes en ella (Oyedotun, 2018). Este equipo realiza un análisis no destructivo para las concentraciones de elementos, desde aluminio (número atómico 13) hasta uranio (número atómico 92). Las mediciones elementales se expresan como valores de la cantidad de cuentas emitidas por cada elemento cuando el testigo es sometido a un haz de rayos X durante un determinado período de tiempo. Debido a que el tiempo de

exposición en cada punto medido puede diferir y por lo tanto también las cuentas emitidas por la fuente de rayos X, los valores obtenidos para cada elemento fueron normalizados por las cuentas por segundo (cps) lo que permite que sean comparables. Los datos obtenidos fueron ploteados en gráficos profundidad/cps para observar la variación de concentración de los elementos a lo largo de la extensión de los testigos. Debido a la rotura de la parte superior de ambos testigos, no se pudo obtener datos geoquímicos de sus primeros centímetros.



**Figura IV.12:** (a) y (b) Analizador ITRAX XRF *Core Scanner* con el testigo CZA18 a punto de ser analizado (*Large Lakes Observatory, University of Minnesota*).

#### IV.2.3.2.8 Análisis cualitativo de minerales de arcillas

Finalmente, en el laboratorio de difracción y fluorescencia de rayos X de la UNPSJB se realizó la determinación de arcillas en 8 muestras del testigo CZA18 y 4 del testigo ESM17 mediante análisis cualitativo de minerales de arcilla. La selección de muestras en el testigo CZA18 se hizo en función de las litofacies reconocidas. En el caso del testigo ESM17, debido a sus características sedimentológicas, se decidió realizar una selección expeditiva. Las muestras analizadas para ambos testigos se muestran en la tabla IV.4.

**Tabla IV.4:** Muestras tomadas para la determinación de minerales de arcillas.

Testigo	Profundidades (cm)							
	1	20	40	60	67,5	95	100	
ESM17								
CZA18	18,7	53	54,5	57,5	60	67,5	95	100

La metodología implementada en el laboratorio consistió en la aplicación de tres tratamientos a cada muestra:

- Orientada: se prepara la muestra para que la mayor cantidad de planos difractados sean paralelos a la cara 001.
- Glicolada: El tratamiento con entilenglicol consiste en la evaporación del alcohol en una campana cerrada, lo cual produce la incorporación de los vapores en la estructura cristalina de la arcilla. Si la muestra posee propiedades expansivas, como es el caso de las esmectitas, durante el glicolado se incorporarán los vapores a la estructura y en el difractograma se observará un aumento en el espaciado interplanar.
- Calcinada a 550 °C: Al calcar a 550 °C se pueden identificar minerales de arcilla revelando cambios en la estructura cristalina o pérdida de la estructura. Dependiendo de la especie mineral, este tratamiento puede colapsar la estructura por deshidratación o bien destruir la estructura cristalina.

El equipo utilizado fue un difractor RX Philips PW1710 que contiene un tubo de Cu ka (alpha) 1,54056, calibrado para trabajar con un voltaje 40 kV e intensidad de corriente de 30 mA. El ángulo de difracción para todos los tratamientos fue de 2° a 30° y el tipo de escaneo fue paso a paso con avances de 0,02° y tiempos de medición de 1 s en cada paso.

Finalmente, con los datos obtenidos de la descripción inicial, los análisis textural y mineralógicos, los datos de susceptibilidad magnética y los datos geoquímicos se realizaron perfiles estratigráficos para luego delimitar unidades y definir facies. En el caso de los datos geoquímicos se seleccionaron elementos con relevancia para realizar inferencias paleoclimáticas, se confeccionaron los perfiles profundidad/cps para cada elemento o par de elementos y se correlacionaron con los perfiles estratigráficos.

# Capítulo V

## Inventario y análisis morfométrico de lagos y lagunas de altura



## **RESULTADOS**

### **V Inventario y análisis morfométrico de lagos y lagunas de altura de los Andes**

#### **Fueguinos**

La morfometría es el conjunto de técnicas, procedimientos y métodos, utilizados para determinar atributos de configuración del relieve y, sobre la base de ellos, conocer el sistema de relaciones espaciales que caracterizan a las formas del terreno (Pedraza Gilsanz, 1996). En el caso de un lago o laguna, la forma es el resultado de los procesos que los originaron, las características de su emplazamiento y su posterior evolución en el tiempo. Asimismo, la morfometría trata de la cuantificación de las formas del lago y de sus elementos (Håkanson, 1981).

En este capítulo se presenta un inventario junto a una caracterización geomorfológica y morfométrica de lagos y lagunas en el sector argentino de los Andes Fueguinos en la IGTDF.

#### **V.1 Inventario de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos: características generales**

En los Andes Fueguinos del sector argentino de la IGTDF se registraron un total de 346 lagos y lagunas de agua dulce (Fig. V.1). Un inventario de estos cuerpos de agua se presenta en las tablas 1 y 2 al final de este capítulo. A cada uno se le asignó un número de identificación (ID) y se encuentran enumerados en base a la ubicación (sierra, cerro o valle) y a su vez en base a su posición longitudinal de O a E. Acompañan a cada laguna y lago sus correspondientes atributos y parámetros morfométricos.

Sólo el 18% (N= 62) de los cuerpos de agua digitalizados poseen nombre. Muchos son nombrados informalmente por visitantes a medida que son descubiertos o puestos en valor, tal es el caso de las lagunas “del Silencio” (ID 124) y “Oculta” (ID 147) las cuales fueron denominadas informalmente durante los primeros meses del año 2021 mientras se estaba escribiendo el presente capítulo.

Los lagos y lagunas estudiados se encuentran en las sierras de Beauvoir, Valdivieso, Alvear, Vinciguerra, Sorondo, Lucas Bridges y Lucio López, en los cordones Martial y No-top, en los montes Atocha y Negros, en el cerro Flat Top, en Punta Moat y en los valles de Carbajal y Lasifashaj (Fig. V.1). Del total de lagos y lagunas, 73 se ubican dentro de la jurisdicción del Parque Nacional Tierra del Fuego.

Según Olivero *et al.* (2007), la litología aflorante en la zona de emplazamiento de los cuerpos relevados corresponde, de mayor a menor proporción, a la Fm. Lemaire,

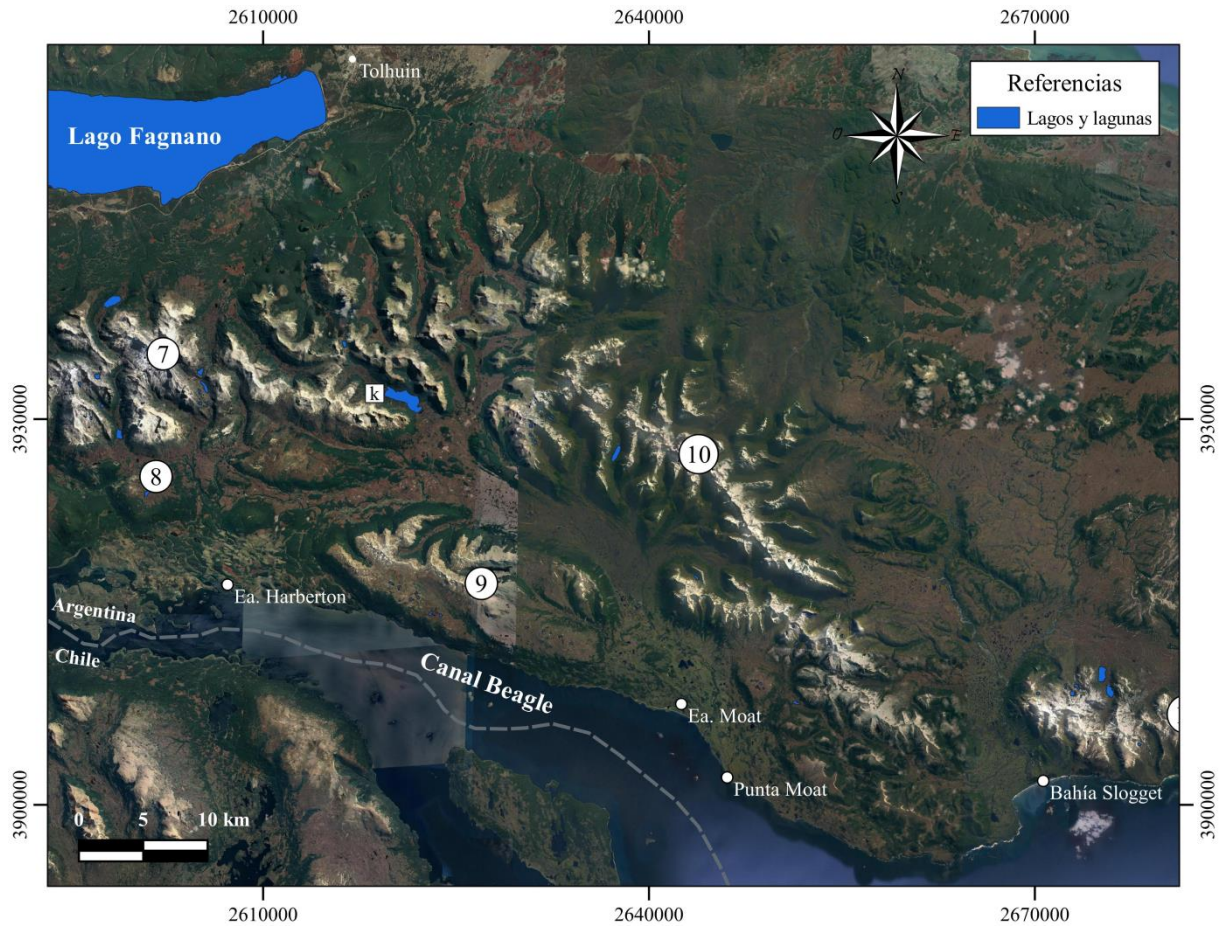
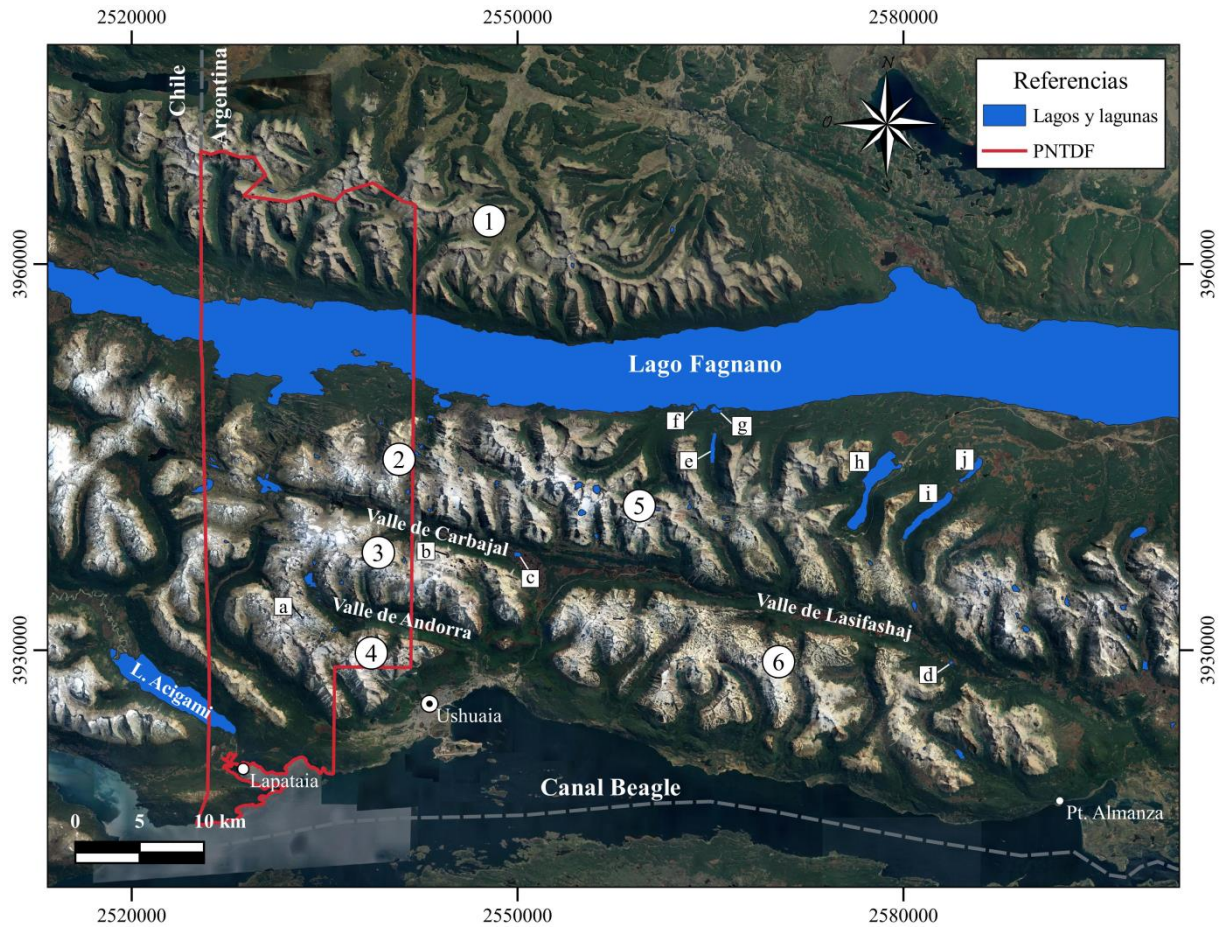
Fm. Yaghán, Fm. Beauvoir, metasedimentitas marinas, depósitos glaciares, Fm. Lapataia y depósitos glaciares cuaternarios. Además, se inventariaron las tres lagunas de mayor tamaño desarrolladas en turbales (Len -ID 334-, Arcoiris -ID 336- y Victoria -ID 337).

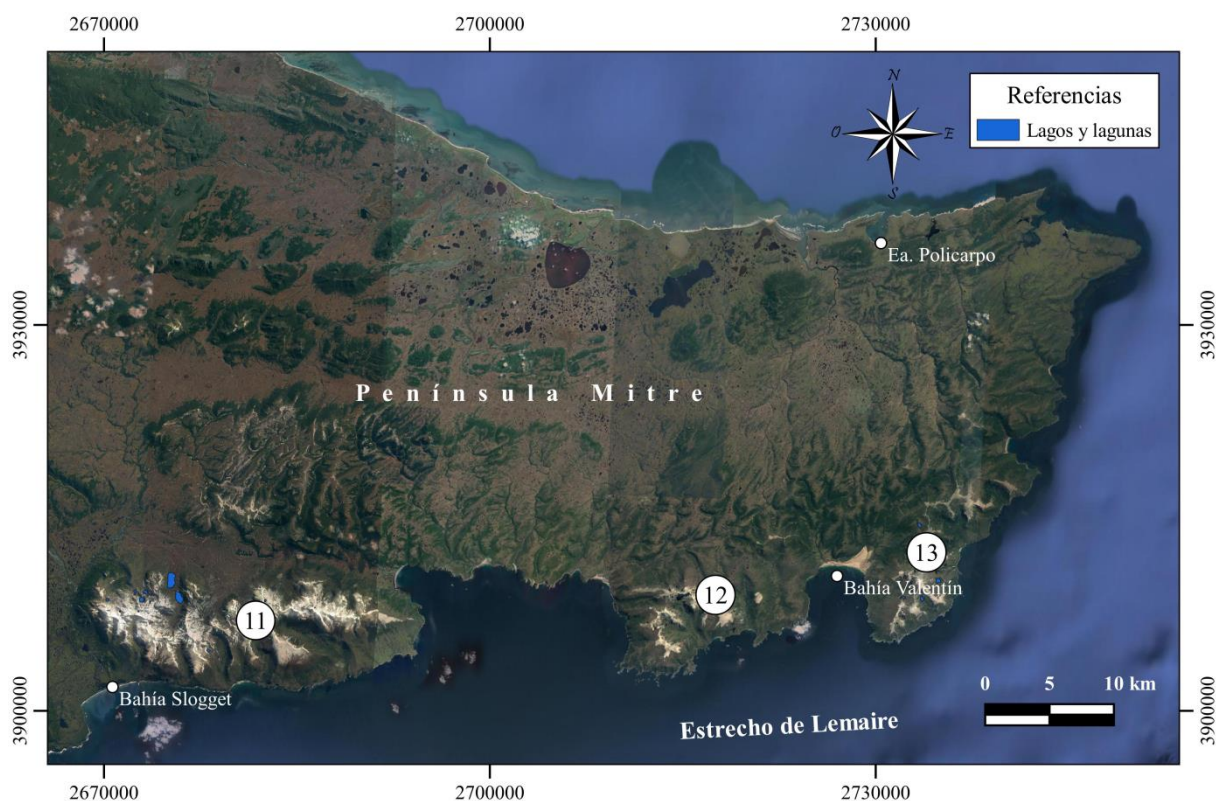
Los cuerpos de agua se ubican entre cotas de 17 y 1057 m s. n. m. y la mayor proporción (48%) se encuentra entre 500 y 800 m s. n. m. El 98% de estos cuerpos de agua tienen una superficie menor a 0,1 km<sup>2</sup>. El lago con mayor superficie es el lago Fagnano (o Kami) con 590 km<sup>2</sup> el cual se extiende en los territorios de Argentina (553,5 km<sup>2</sup>) y Chile (36,5 km<sup>2</sup>). Le siguen en tamaño los lagos Acigami (Roca) con 17,6 km<sup>2</sup> (2,3 km<sup>2</sup> se encuentran en territorio Argentino y el resto en Chile), Escondido con 6,2 km<sup>2</sup> y San Ricardo con 3 km<sup>2</sup>.

Los cuerpos de agua presentan formas circulares, elípticas, subcirculares, subrectangulares e irregulares, predominando las primeras. Se emplazan principalmente en geoformas glaciares erosivas. Éstas corresponden a circos, fondo de valles glaciares principales y colgantes, cols o superficies de transfluencia glacial y superficies de erosión glacial, conformadas por lomadas y hondonadas donde la amplitud topográfica es muy baja (menor a 100 m). Además, se identificaron lagunas en cubetas ubicadas en laderas. Las geoformas en donde se emplazan presentan orientaciones hacia los diferentes puntos cardinales, siendo la de mayor frecuencia hacia el SE.

Se reconoció que el 10 % (N= 36) de lagos y lagunas se ubican aguas abajo de glaciares descubiertos y que, por lo tanto, reciben el agua de fusión de esos cuerpos de hielo. A su vez, el 15 % (N= 50) comparte la misma subcuenca con morenas asociadas a la PEH. Estas morenas se ubican tanto aguas arriba como aguas abajo a aproximadamente 254 m promedio de distancia dichas lagunas.

*Inventario y análisis morfométrico de lagos y lagunas de altura*





**Figura V.1:** Sectores oeste (arriba), central (centro) y este (abajo) del área de estudio. PNTDF: Parque Nacional Tierra del Fuego. Sistema de coordenadas POSGAR 2007 / Argentina 2. (1) Sierra de Beauvoir; (2) Sierra de Valdivieso; (3) Sierra de Vinciguerra; (4) Cordón Martial; (5) Sierra de Alvear; (6) Sierra de Sorondo; (7); Sierra de Lucas Bridges; (8) Cerro Flat-top; (9) Cordón No top; (10) Sierra de Lucio López; (11) Montes Lucio López; (12) Montes Atocha; (13) Montes Negros; (a) laguna del Silencio; (b) laguna Oculita; (c) laguna Arcoiris; (d) laguna Victoria; (e) laguna Margarita; (f) laguna Palacios; (g) laguna Bombilla; (h) lago Escondido; (i) lago San Ricardo; (j) laguna Santa Laura; (k) lago Len.

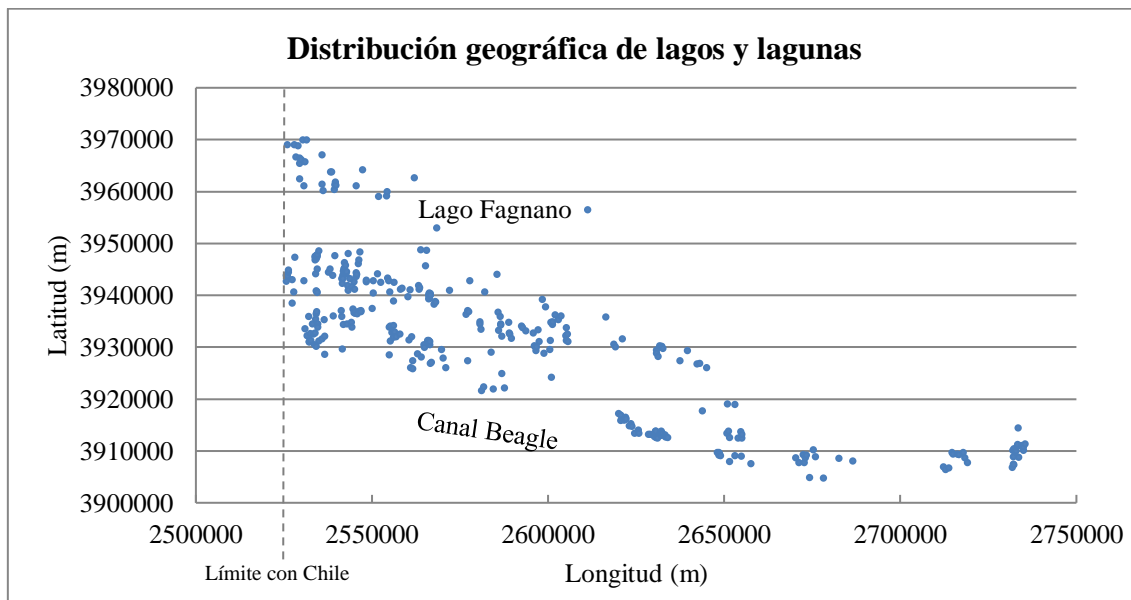
## **V.2 Atributos y parámetros morfométricos de lagos y lagunas de altura de los Andes Fueguinos**

A continuación se presenta el análisis cuantitativo de los atributos y parámetros morfométricos de 335 cuerpos de agua inventariados. Para realizar este análisis se desestimaron las lagunas y lagos Arcoiris (ID 336), Victoria (ID 337), Margarita (ID 338), Palacios (ID 339), Bombilla (ID 340), Escondido (ID 341), San Ricardo (ID 342), Santa Laura (ID 343), Negra (ID 344) y Fagnano (ID 345) ya que, debido a sus dimensiones, generan un elevado desvío respecto a la mayoría de las lagunas en el tratamiento y análisis de los datos (Fig. IV.1).

En este análisis de atributos y parámetros morfométricos se realizaron clasificaciones que permitieron agrupar y caracterizar el conjunto de lagos y lagunas.

V.2.1 Ubicación

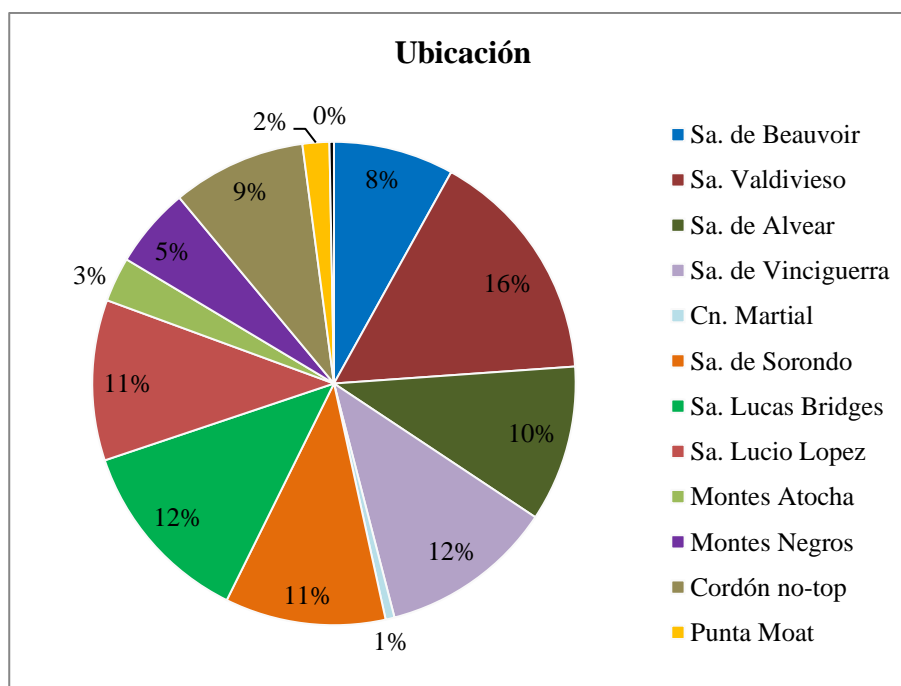
Los lagos y lagunas se distribuyen a lo largo de toda el área de estudio correspondiente a la extensión de los Andes Fueguinos (Fig. V.2). La distribución en los accidentes geográficos es uniforme para las diferentes sierras, cordones y cerros considerando la extensión de los mismos (Tabla V.3 y Fig. V.3). Sin embargo, la densidad de cuerpos de agua es mayor en las sierras que se ubican entre el canal Beagle y el lago Fagnano y aumenta al acercarse al límite con Chile (X: 2525682).



**Figura V.2:** Distribución de lagos y lagunas en base a su coordenada geográfica central. Sistema de coordenadas POSGAR 2007 / Argentina 2.

**Tabla V.3:** Distribución y clasificación de frecuencias según la ubicación en los diferentes accidentes geográficos.

Ubicación	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa (%)
Sa. de Beauvoir	27	8
Sa. Valdivieso	53	16
Sa. de Alvear	35	10
Sa. de Vinciguerra	39	12
Cn. Martial	2	1
Sa. de Sorondo	36	11
Sa. Lucas Bridges	42	13
Sa. Lucio López	36	11
Montes Atocha	10	3
Montes Negros	18	5
Cordón No-top	30	9
Punta Moat	6	2
Co. Flat top	1	0
Total	335	100



**Figura V.3:** Distribución de las lagunas en base a su ubicación en los diferentes accidentes geográficos.

### V.2.2 Altitud

La distribución altitudinal de los 335 cuerpos de agua analizados ocurre entre cotas de 90 y 1.057 m s. n. m. (Tabla V.4).

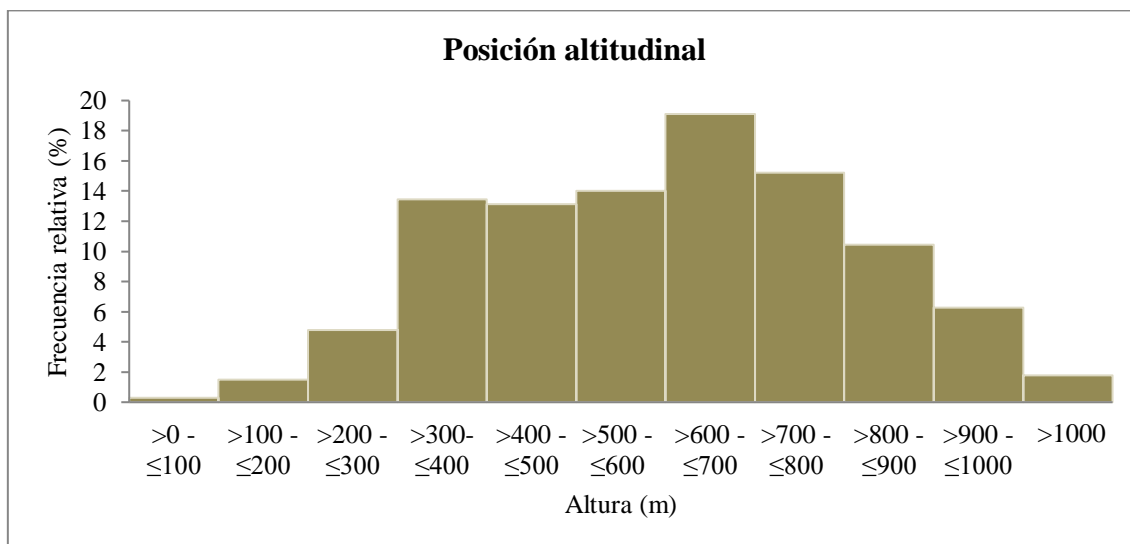
**Tabla V.4:** Valores estadísticos de distribución altitudinal.

Variable	N	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	Amplitud
Altitud	335	604	620	90	1.057	967

La distribución altitudinal de las lagunas muestra que el 19,1 % (N= 64) se ubica entre cotas de 600 y 700 m s. n. m. (Tabla V.5 y Fig. V.4). Las lagunas restantes se distribuyen de forma descendente y con una tendencia similar hacia las menores y mayores cotas registradas. Sólo 6 cuerpos de agua se ubican por encima de los 1.000 m s. n. m.

**Tabla V.5:** Distribución y clasificación de frecuencias de altitud de los cuerpos de agua.

Clases		Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa (%)
Límite superior	Límite inferior		
> 0	≤ 100	1	0,3
> 100	≤ 200	5	1,5
> 200	≤ 300	16	4,8
> 300	≤ 400	45	13,4
> 400	≤ 500	44	13,1
> 500	≤ 600	47	14,0
> 600	≤ 700	64	19,1
> 700	≤ 800	51	15,2
> 800	≤ 900	35	10,4
> 900	≤ 1.000	21	6,3
> 1.000		6	1,8
Total		335	100



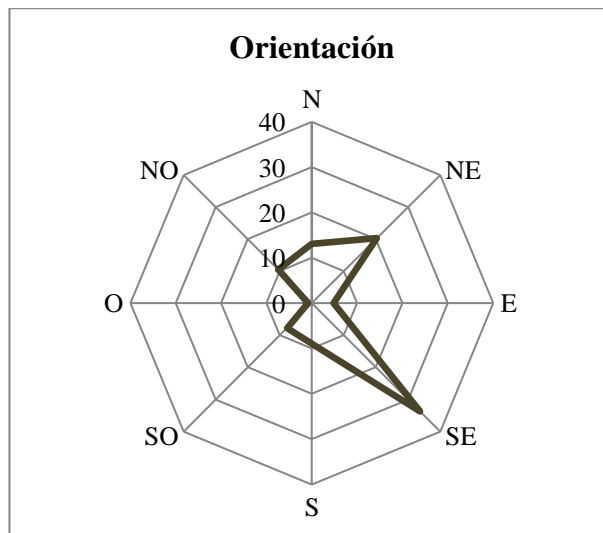
**Figura V.4:** Histograma de distribución de frecuencias de la posición altitudinal de las lagunas.

### V.2.3 Orientación

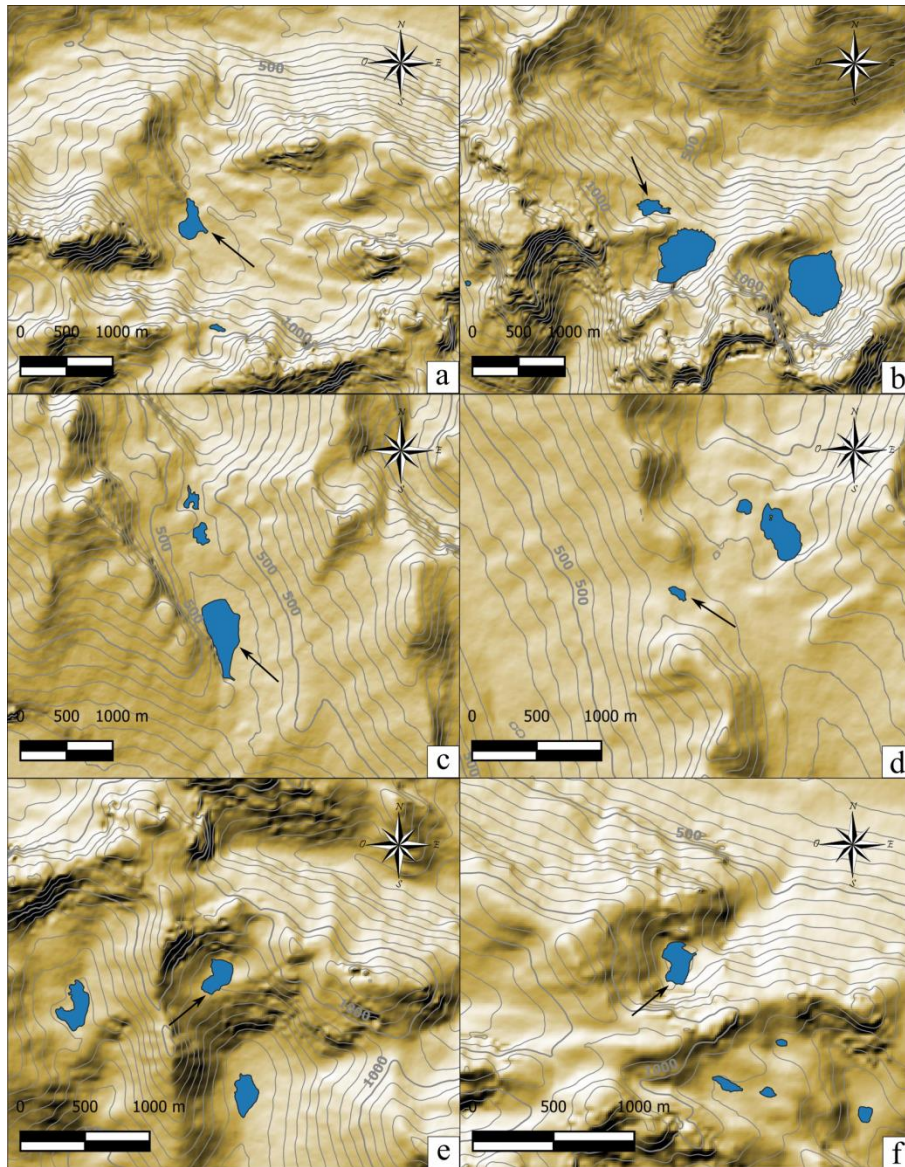
Se registraron lagos y lagunas con orientaciones hacia los cuatro puntos cardinales principales y secundarios (Tabla V.6, Figs. V.5 y V.6). El análisis muestra una orientación predominante hacia el SE (34%; N= 113) y en menor proporción hacia el NE (20%; N= 68).

**Tabla V.6:** Distribución de frecuencias de orientación de los cuerpos de agua.

Orientación	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa %
N	44	13
NE	68	20
E	16	5
SE	113	34
S	30	9
SO	26	8
O	3	1
NO	35	10
Total	335	100



**Figura V.5:** Diagrama de distribución de orientación de las lagunas hacia los diferentes puntos cardinales.



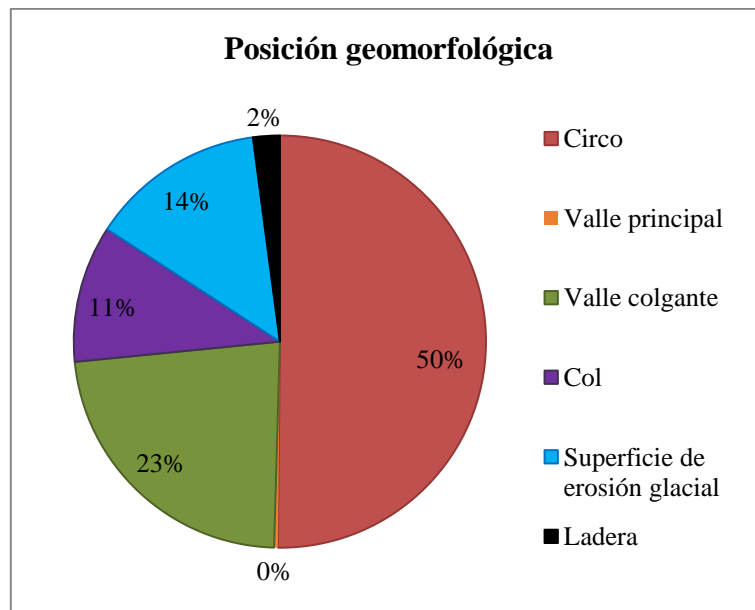
**Figura V.6:** Ejemplos de lagunas con orientaciones hacia los cuatro puntos cardinales principales y hacia los predominantes. (a) Laguna ID 141 con orientación hacia el norte. (b) Laguna ID 84 con orientación hacia el este. (c) Laguna La Argentina (ID 193) con orientación hacia el sur. (d) Laguna Raquel (ID 111) con orientación hacia el oeste. (e) Laguna Encantada Superior (ID 145) con orientación hacia el sureste. (f) Laguna Oculta (ID 147) con orientación hacia el NE. Mapa de sombras creado a partir de un MED del satélite Alos Palsar. Equidistancia 50 m.

#### *V.2.4 Posición geomorfológica*

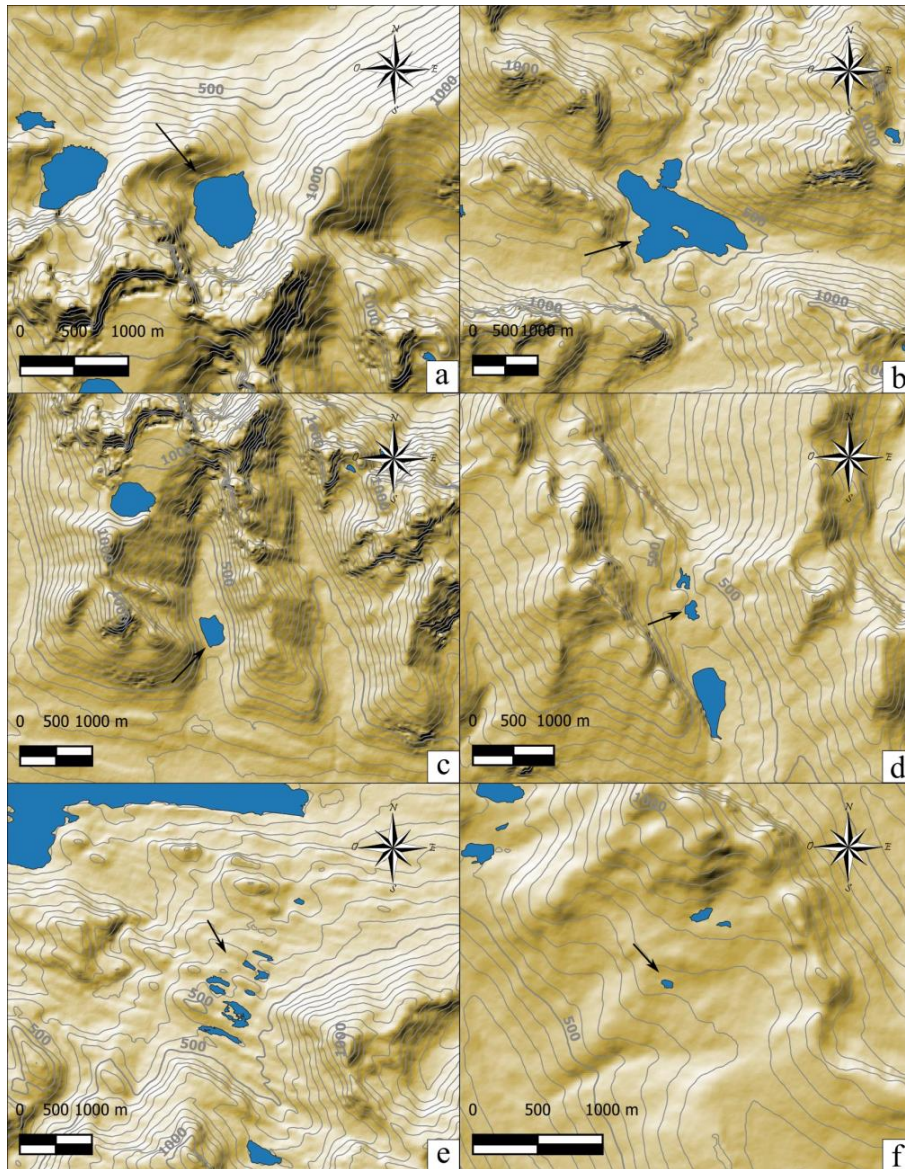
Los circos son las geformas que albergan mayor cantidad de cuerpos de agua, con un 50 % (N= 168), seguido por los valles glaciales colgantes con un 23 % (N= 77) (Tabla V.7, Figs. V.7 y V.8).

**Tabla V.7:** Distribución de frecuencias en base a la posición geomorfológica.

Posición geomorfológica	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa (%)
Circo	168	50,1
Valle principal	1	0,3
Valle colgante	77	23,0
Col	36	10,7
Superficie de erosión glacial	46	13,7
Ladera	7	2,1
TOTAL	335	100



**Figura V.7:** Diagrama de distribución de las lagunas en función de la ubicación en diferentes geoformas.



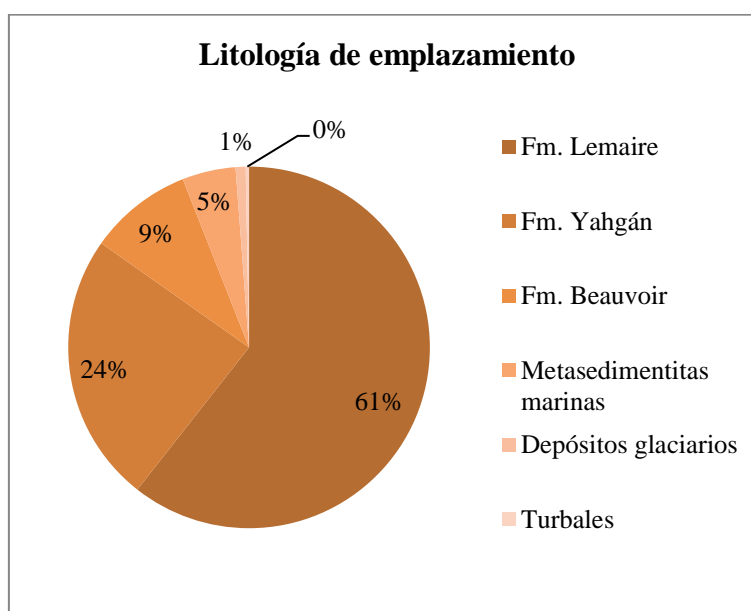
**Figura V.8:** Ejemplos de lagunas emplazadas en: (a) Circo (ID 88). (b) Valle principal (ID 37). (c) Valle colgante (ID 87). (d) Col (IDs 114 y 115). (e) Superficie de erosión glacial (IDs 38, 39, 40, 42, 43, 44, 46, 47 y 48 ). (f) Ladera (ID 107). Mapa de sombras creado a partir de un MED del satélite Alos Palsar. Equidistancia 50 m.

### *V.2.5 Litología*

El 60 % (N= 204) de los lagos y lagunas se emplazan sobre rocas de la Fm. Lemaire, la cual presenta la mayor extensión en el área de estudio (Tabla V.8 y Figs. V.9 y II.12). Le siguen en abundancia aquellas que se emplazan en la Fm. Yahgán con el 24 % (N= 81), la Fm. Beauvoir con el 9 % (N= 31), metasedimentitas marinas con el 5 % (N= 16) y depósitos glaciarios con el 1 % (N= 3). La laguna Len (ID 334) se desarrolla en el fondo de un valle colonizado por una turbera donde no se encuentra definida la roca subyacente.

**Tabla V.8:** Distribución de frecuencias según el sustrato litológico. La extensión y descripción de las formaciones se tomó de Olivero *et al.* (2007).

Formación / Tipo de roca	Frecuencia absoluta	FR %
Fm. Lemaire (esquistos sericíticos, pizarras carbonosas con radiolarios, areniscas, tobas, brechas, riolitas y basaltos).	204	60
Fm. Yahgán (pizarras negras, tobas y areniscas)	81	24
Fm. Beauvoir (pizarras negras, magras y tobas).	31	9
Metasedimentitas marinas (pizarras negras).	16	5
Depósitos glaciares (till y sistemas morénicos no diferenciados).	3	1
Turberas	1	0
Total	335	100



**Figura V.9:** Diagrama de distribución de las lagunas en base a la litología en la cual se emplazan. La extensión y descripción de las formaciones se tomó de Olivero *et al.* (2007).

### V.2.6 Presencia de glaciares

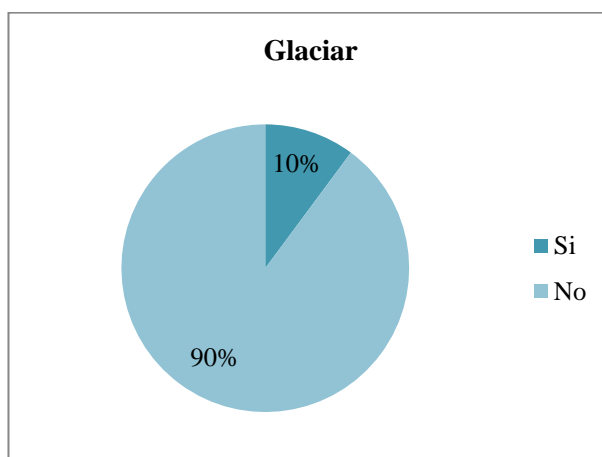
En los Andes Fueguinos se desarrollan glaciares de circo de tipo descubierto. Su distribución está restringida a los circos de los cordones montañosos que se encuentran en el área comprendida entre la costa sur del lago Fagnano, la costa norte del canal Beagle y la sierra de Lucio López al este. Estos glaciares aportan agua de deshielo a los lagos y lagunas que se encuentran pendiente abajo. En esta área y en la sierra de Beauvoir también se reconocen glaciares de roca, pero debido a la falta de información

sobre su dinámica actual y condiciones hidrológicas no se realizó una asociación con las lagunas identificadas en sus inmediaciones.

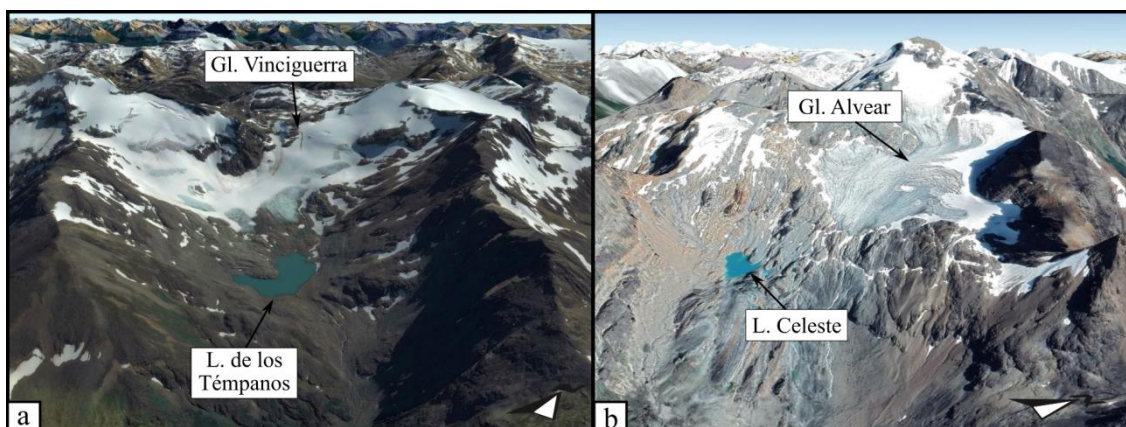
El 10 % (N= 34) de las lagunas mapeadas presenta un glaciar descubierto aguas arriba dentro de la subcuenca en la que se aloja (Tabla V.9, Figs. V.10 y V.11). Para este conteo se consideraron las lagunas que tienen relación estrecha con el glaciar, es decir, aquellas que reciben agua de deshielo glacial de forma directa.

**Tabla V.9:** Distribución de frecuencias según la presencia de glaciar aguas arriba de las lagunas.

Glaciar	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa (%)
Si	34	10
No	301	90
Total	335	100



**Figura V.10:** Diagrama de distribución de las lagunas en base a la presencia de glaciar en la misma subcuenca.



**Figura V.11:** Ejemplos de lagunas con presencia de glaciar en la cabecera de sus cuencas. La laguna de los Témpanos (ID 144) (a) y la laguna Celeste (ID 91) (b) se emplazan en circos glaciales. Imágenes satelitales oblicuas obtenidas de Google Earth®.

*V.2.7 Morena PEH*

Dentro de la misma subcuenca, donde se emplaza el 15 % (N= 50) de los lagos y lagunas mapeados, se identificaron en sus proximidades morenas asociadas a la PEH (Tabla V.10, Figs. V.12.a y V.13). En algunos casos dos lagunas se encuentran asociadas a la misma morena, como por ejemplo las lagunas sin nombre de ID 119 y 120 las cuales se encuentran ambas aguas arriba de una morena PEH. Si bien los valores son similares a los arrojados en el análisis de lagunas asociadas a glaciares, no hay correspondencia directa entre los mismos en todos los casos, es decir, para algunas lagunas que presentan glaciar no se reconoció morena PEH y viceversa.

**Tabla V.10:** Distribución de frecuencias según la presencia de morenas asociadas a la PEH dentro de la misma subcuenca que los cuerpos de agua.

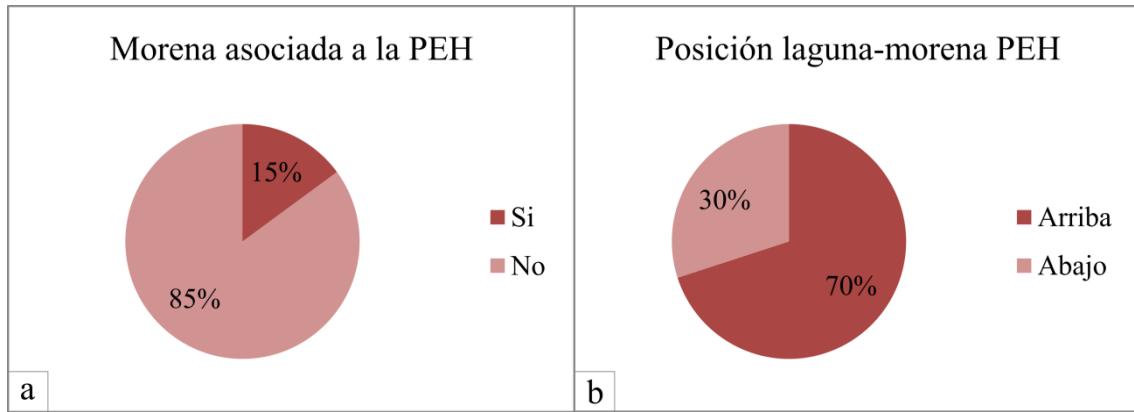
Morena PEH	Frecuencia absoluta	FR %
Si	50	15
No	285	85
Total	335	100

*V.2.8 Posición laguna-morena*

La clasificación en función de la posición relativa de los lagos y lagunas respecto a las morenas asociadas a la PEH arroja que la mayor proporción se ubican aguas arriba de las morenas (Tabla V.11 y Figs. V.12.b y V.13). Esta clasificación da una idea de la edad relativa de formación de las lagunas.

**Tabla V.11:** Distribución de frecuencias según la posición relativa de las lagunas respecto de las morenas asociadas a la PEH.

Posición laguna-morena PEH	Frecuencia absoluta	FR %
Aguas arriba	35	70
Aguas abajo	15	30
TOTAL	50	100



**Figura V.12:** Diagramas de distribución de las lagunas en base a: a) la presencia de morenas asociadas a la PEH y b) posición de las lagunas respecto a las morenas asociadas a la PEH.



**Figura V.13:** Ejemplos de lagunas con presencia de morenas asociadas a la PEH en la misma subcuenca. La laguna Esmeralda (ID 87) se encuentra aguas abajo de una morena asociada a la PEH y la laguna del Ojo del Albino (ID 86) aguas arriba. Imagen satelital obtenida de Google Earth®.

### V.2.9 Parámetros morfométricos

#### V.2.9.1 Área

El área lagunar es un parámetro morfométrico que varía en función de las precipitaciones y la evaporación. En zonas cordilleranas la presencia de glaciares suma una importante fuente de agua a las lagunas cuando éstos se encuentran en la fase de deshielo. Esta circunstancia hace que el tamaño de las lagunas varíe sensiblemente a lo largo del año, presentando áreas y perímetros mayores y leves modificaciones de su forma durante la temporada de deshielo.

El análisis del área de los lagos y lagunas muestra un valor máximo de 2,5 km<sup>2</sup> y un mínimo de 0,001 km<sup>2</sup> (546 m<sup>2</sup>) (Tabla V.11). El área media es de 0,06 km<sup>2</sup> y la mediana es 0,02 km<sup>2</sup>. La sumatoria del área de los 335 cuerpos de agua da un valor de 19 km<sup>2</sup>.

**Tabla V.11:** Valores estadísticos del área de los cuerpos de agua.

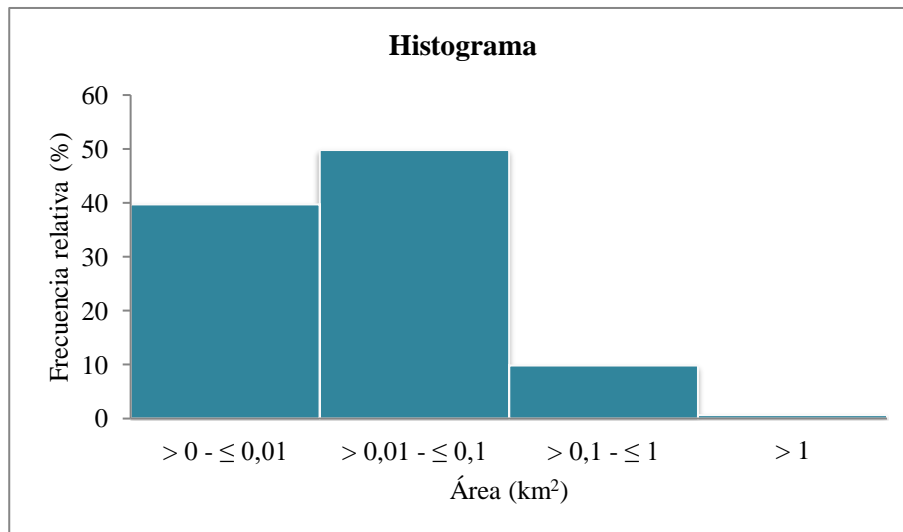
Variable	N	Media (km <sup>2</sup> )	Mediana (km <sup>2</sup> )	Mínimo (km <sup>2</sup> )	Máximo (km <sup>2</sup> )	Amplitud (km <sup>2</sup> )
Área	335	0,057	0,016	0,001	2,502	2,501

Según la clasificación de Lindgren y Håkanson (2011) los cuerpos de agua con valores de área menores a los 10 km<sup>2</sup> se ubican dentro del campo de dimensiones muy pequeñas. Entre los 335 cuerpos de agua relevados ninguno supera los 10 km<sup>2</sup>, por lo tanto, todos corresponden a la clase muy pequeñas. Debido a que esto no es representativo para clasificar y poder distinguir los lagos y lagunas del área de estudio, se decidió realizar una clasificación para la situación local. En base a la amplitud de los datos se realizó una clasificación en 4 clases y se las asignó como: clase 1 “Pequeña”; clase 2 “Mediana”; clase 3 “Grande”; y clase 4 “Muy grande” (Tabla V.12 y Figs. V.14 y V.15). La mayor proporción corresponde a la clase “Mediana” (50 %, N = 167) y siguen en orden descendente las clases “Pequeña” (40 %, N = 133), “Grande” (10 %, N = 33) y “Muy Grande” (1 %, N = 2). A continuación se mencionan algunos ejemplos de lagunas para cada clase: clase 1 “Pequeña”: lagunas Matamico (ID 148), Chimango (ID 149), Cónдор (ID 150) y Halcón (ID 151), también se encuentra la laguna (ID 81) proglacial ubicada en la cabecera del valle donde se ubica la laguna Ceniza. Ejemplos para la clase 2 “Mediana” son las lagunas Ceniza (ID 80), Turquesa (ID 160), Cinco Hermanos (ID 159), del Caminante (ID 137), de los Témpanos (ID 144), entre otras. En

la clase 3 “Grande” se incluyen lagunas como la Esmeralda (ID 87), Mariposa (ID 58), La Argentina (ID 193) y Superior (ID 127). Finalmente en la clase número 4 “Muy Grande” correspondiente a las lagunas mayores a 1 km<sup>2</sup> de área se incluyen los lagos Len (ID 334) y Alto (ID 37).

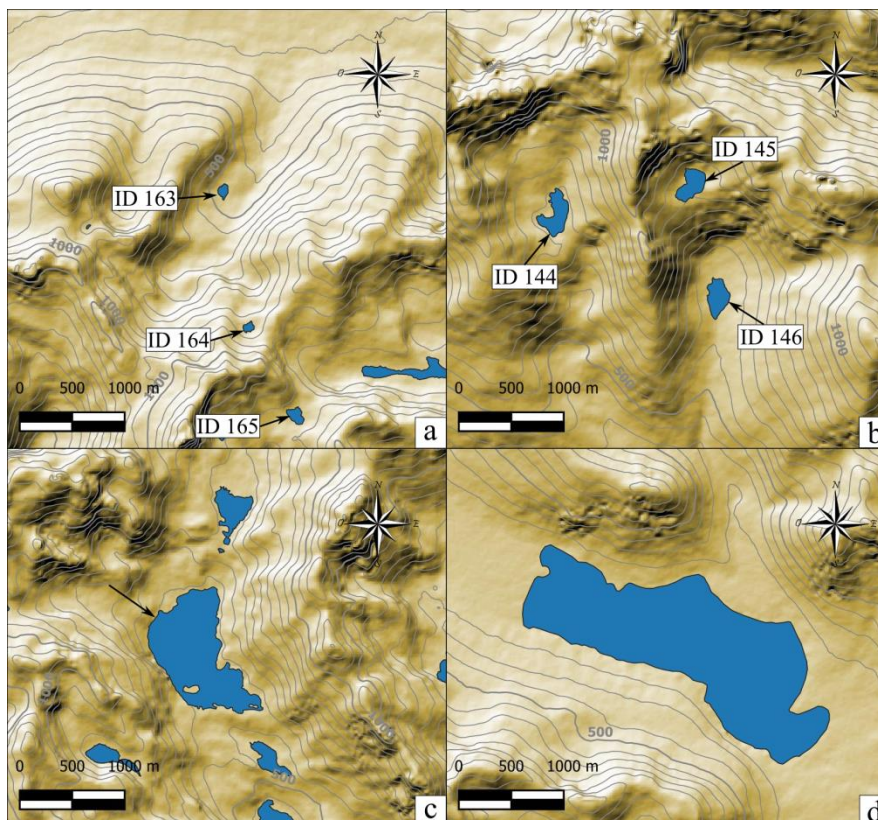
**Tabla V.12:** Tabla de frecuencias para la clasificación según el área de los cuerpos de agua.

Área					
Nro. de clase	Clases		Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa (%)	Nombre de la clase
	Límite inferior (km <sup>2</sup> )	Límite superior (km <sup>2</sup> )			
1	> 0	≤ 0,01	133	40	Pequeña
2	> 0,01	≤ 0,1	167	50	Mediana
3	> 0,1	≤ 1	33	10	Grande
4	> 1		2	1	Muy grande
Total			335	100	



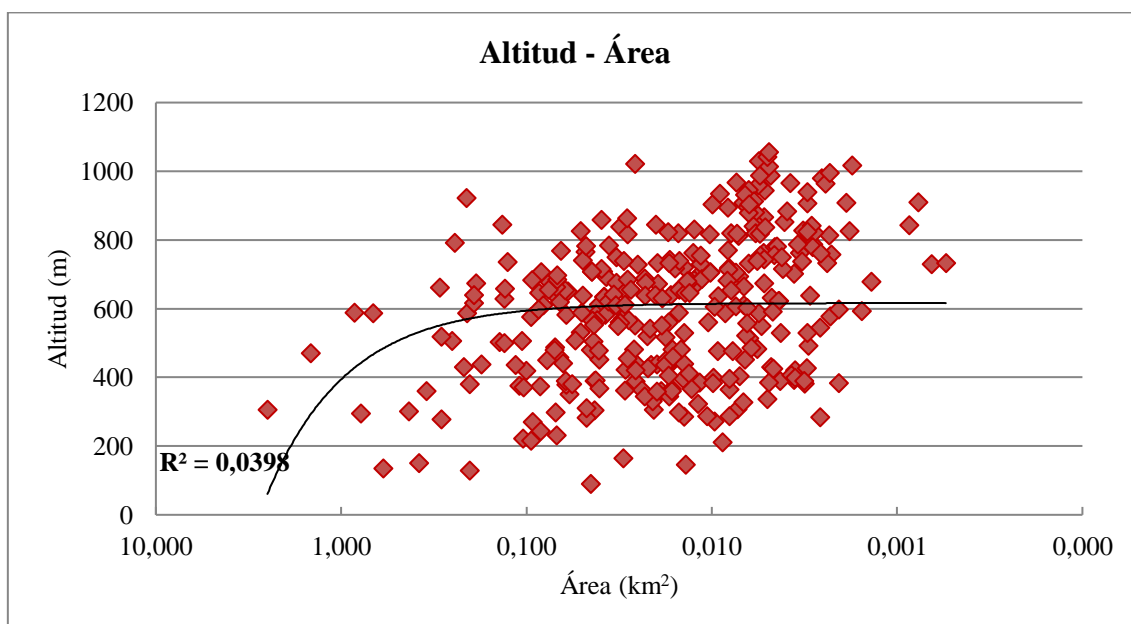
**Figura V.14:** Histograma de frecuencias de área de las lagunas.

La relación entre el área y la posición altitudinal de las lagunas muestra que las de mayor área se ubican a menor altitud mientras que, a medida que aumenta la cota de los cuerpos de agua, el área es menor, normalmente menor a 0,01 km<sup>2</sup> (Fig. V.16).



**Figura V.15:** Ejemplos de lagunas con extensiones correspondientes a las diferentes clases: (a) clase Pequeña, lagunas Ausente (ID 163), Bélgica (ID 164) y Holanda (ID 165); (b) clase Mediana, lagunas de los Témpanos (ID 144), Encantada Superior (ID 145) y Encantada (ID 146); (c) clase Grande, laguna Superior (ID 127); y (d) clase Muy Grande, laguna Len (ID 334). Sombreado de laderas realizado en un MED del satélite Alos Palsar. Equidistancia = 50 m.

La relación entre el área y la posición altitudinal de las lagunas muestra que las de mayor área se ubican a menor altitud mientras que, a medida que aumenta la cota de los cuerpos de agua, el área es menor, normalmente menor a 0,01 km<sup>2</sup> (Fig. V.16).



**Figura V.16:** Relación entre altitud y área de las lagunas identificadas.

V.2.9.2 Perímetro

El perímetro se define como la línea de intersección de la tierra con la superficie del lago. Este parámetro morfométrico, al igual que el área, varía en función de las precipitaciones, la evaporación y el deshielo. Debido a esto, en la zona de estudio, el perímetro puede fluctuar a lo largo del año.

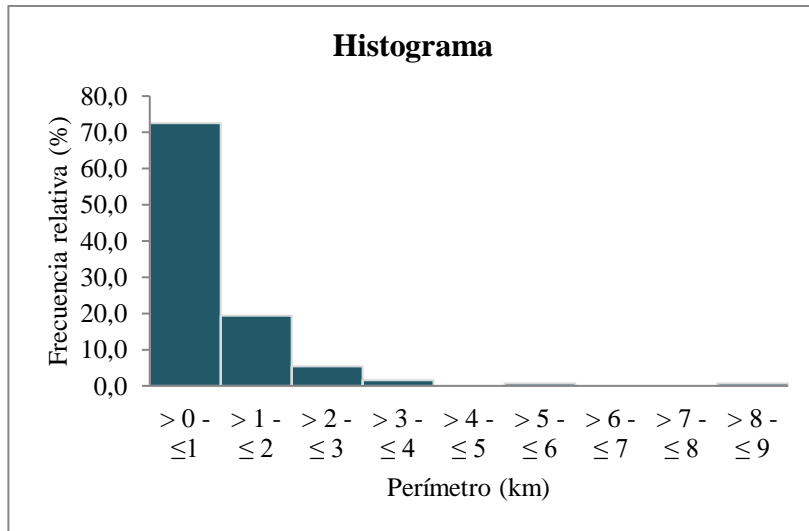
Los perímetros de las lagunas de altura relevadas presentan longitudes entre 8,88 km y 0,98 km (Tabla V.13). En base a la amplitud (7,8 km) que presentan los datos se realizó una clasificación en 9 clases, cada una abarca una amplitud de 1 km (Tabla V.14 y Fig. V.17). Esta clasificación muestra que el 98,8 % de las lagunas tienen perímetros inferiores a 4 km.

Variable	N	Media (km)	Mediana (km)	Mínimo (km)	Máximo (km)	Amplitud (km)
Perímetro	335	8,66	5,74	0,98	8,88	7,80

**Tabla V.13:** Valores estadísticos de los perímetros para la confección de la tabla de frecuencia.

Nro. de clase	Límite inferior (km)	Límite superior (km)	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa (%)
1	0	1	243	72,5
2	1	2	65	19,4
3	2	3	18	5,4
4	3	4	5	1,5
5	4	5	0	0,0
6	5	6	2	0,6
7	6	7	0	0,0
8	7	8	0	0,0
9	8	9	2	0,6
Total			335	100

**Tabla V.14:** Tabla de frecuencias para la clasificación según el perímetro.

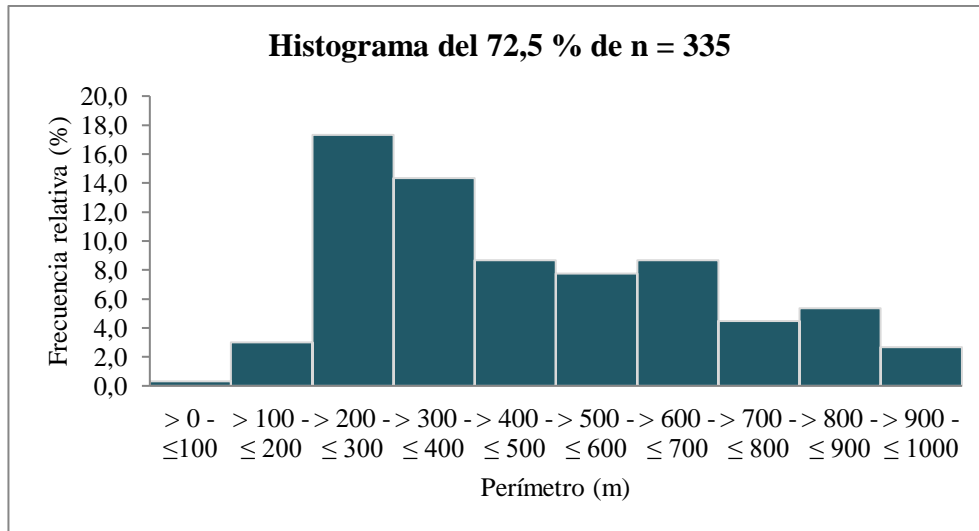


**Figura V.17:** Histograma de frecuencias del perímetro de los lagos y lagunas.

Debido a que un elevado porcentaje de lagunas queda incluido en la clase 1, se reclasificaron esas lagunas (N = 243) en 10 clases con una amplitud de 100 m cada una (Tabla V.15 y Fig. V.18). Esta clasificación indica que el mayor porcentaje de lagunas (31,6 %) presentan un perímetro entre 200 y 400 m.

Perímetro				
Nro. de clase	Límite inferior (m)	Límite superior (m)	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa (%)
1	> 0	≤ 100	1	0,3
2	> 100	≤ 200	10	3,0
3	> 200	≤ 300	58	17,3
4	> 300	≤ 400	48	14,3
5	> 400	≤ 500	29	8,7
6	> 500	≤ 600	26	7,8
7	> 600	≤ 700	29	8,7
8	> 700	≤ 800	15	4,5
9	> 800	≤ 900	18	5,4
10	> 900	≤ 1000	9	2,7
Total			243	72,5

**Tabla V.15:** Tabla de frecuencias para las lagunas con perímetro menor a 1 km.



**Figura V.18:** Histograma de frecuencias del perímetro de lagunas menores a 1 km (N = 243).

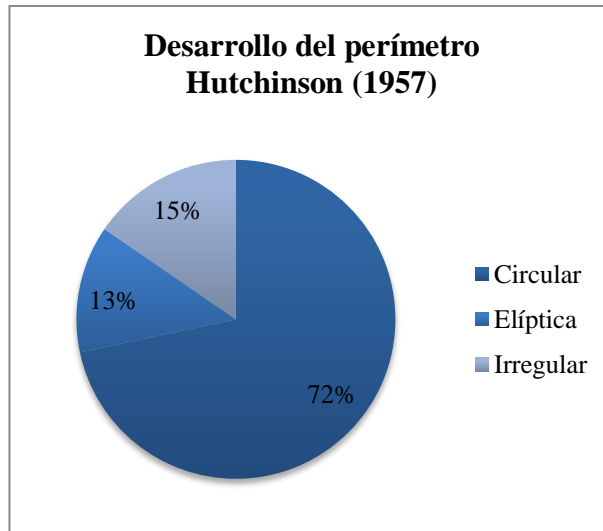
### V.2.9.3 Desarrollo del perímetro (DL)

Este índice puede reflejar algunos aspectos de la forma del contorno del cuerpo de agua, en concreto su grado de sinuosidad o articulación de la costa, así como su grado de alargamiento respecto a un círculo. Su valor mínimo es 1 y corresponde a un círculo perfecto, lo cual no ocurre en ninguno de los cuerpos de agua estudiados.

Los resultados de las clasificaciones en base a Hutchinson (1957) y Timms (1992) arrojan que para ambas la forma predominante de las lagunas es la circular ( $DL \leq 1,4$  según Hutchinson, 1957;  $1 < DL = 1,25$  según Timms, 1992) (Tablas V.16 y V.17 y Figs. V.19 a V.21).

Hutchinson (1957)			
Forma	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa	FR %
Circular ( $DL \leq 1,4$ )	239	0,72	72
Elíptica ( $DL > 1,4$ )	43	0,13	13
Irregular	53	0,15	15
Total	335	1,00	100

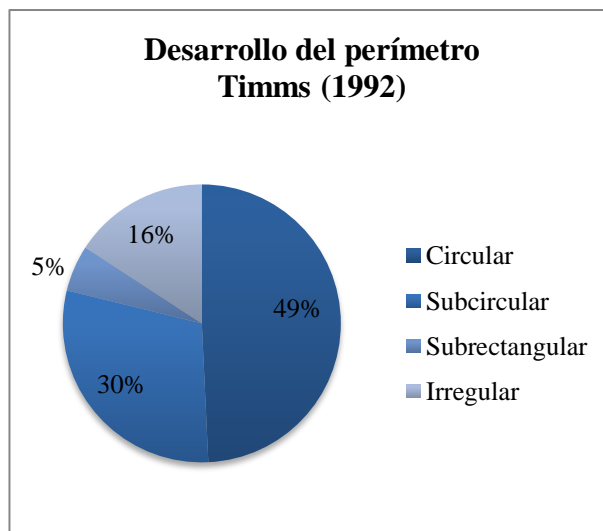
**Tabla V.16:** Tabla de frecuencias para la clasificación según el desarrollo del perímetro.



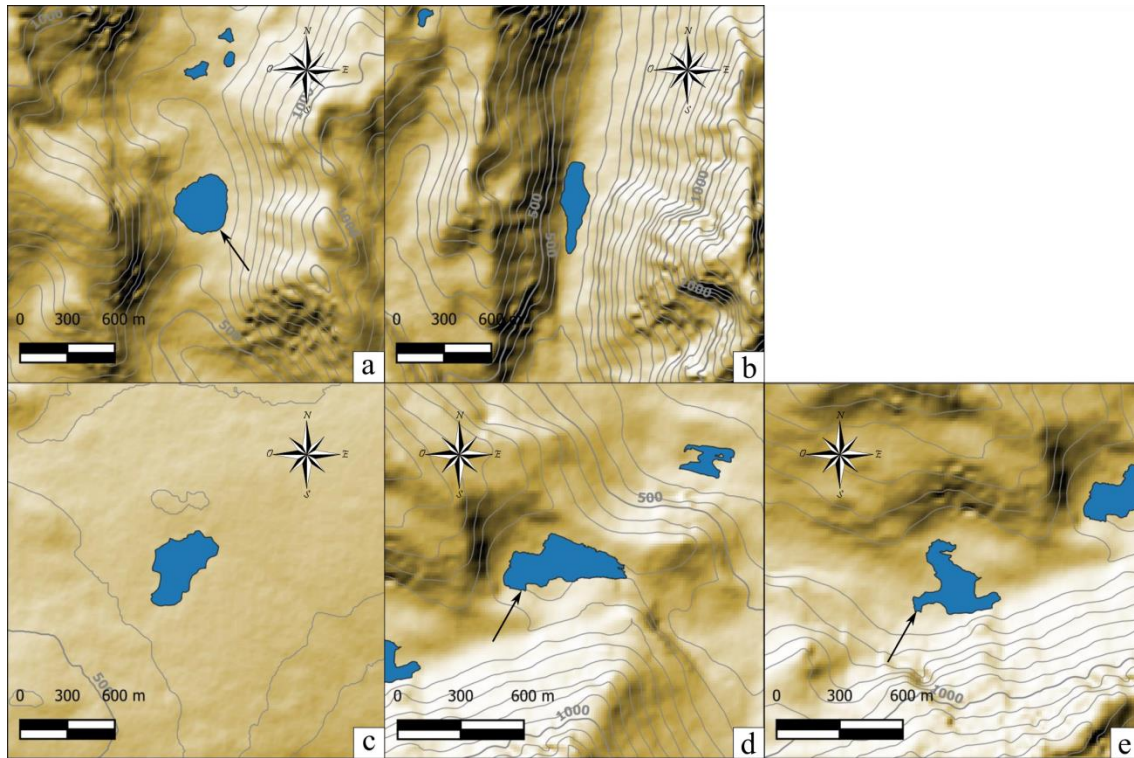
**Figura V.19:** Diagrama de distribución de las lagunas en base al desarrollo del perímetro según Hutchinson (1957).

Timms (1992)			
Forma	Frecuencia absoluta	Frecuencia relativa	FR %
Circular ( $1 < DL = 1,25$ )	165	0,49	49
Subcircular ( $1,25 < DL < 1,5$ )	99	0,30	30
Irregular	53	0,16	16
Subrectangular ( $DL > 1,5$ )	18	0,05	5
Total	335	1,00	100

**Tabla V.17:** Tabla de frecuencias para la clasificación según el desarrollo del perímetro.



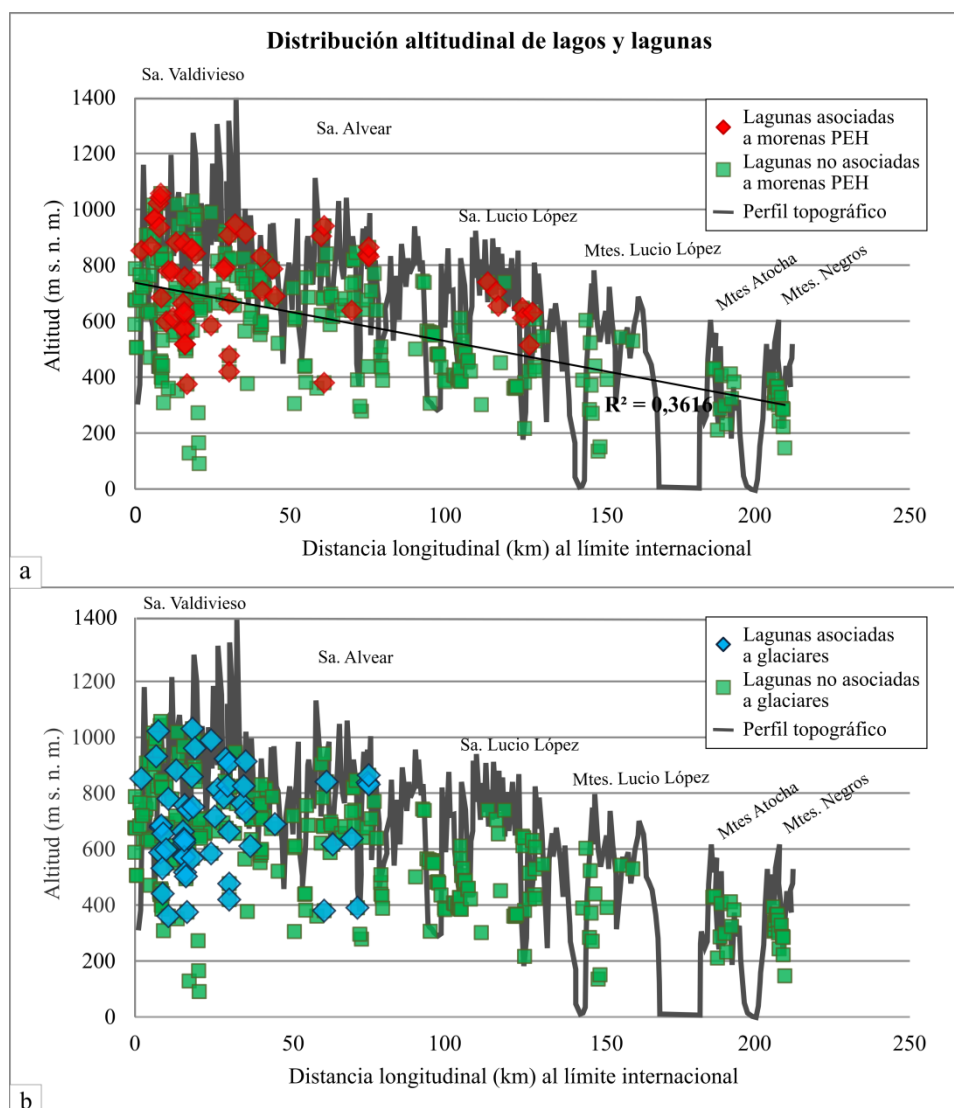
**Figura V.20:** Diagrama de distribución de las lagunas en base al desarrollo del perímetro según Timms (1992).



**Figura V.20:** Ejemplos de formas de lagunas en base a Hutchinson (1957): (a) Circular, laguna ubicada en el Paso Valdivieso (ID 54); (b) Elíptica, laguna en el fondo de un valle colgante (ID 199); en base a Timms (1992): (c) Subcircular, laguna ubicada sobre el cerro Flat Top (ID 335); (d) Subrectangular, laguna Del Caminante (ID 137); y un ejemplo de laguna irregular (e) correspondiente a la laguna del Caminante Superior (ID 136). Mapa de sombras creado a partir de un MED del satélite Alos Palsar. Equidistancia = 50 m.

#### *V.2.10 Distribución geográfica de las lagunas en relación con la altitud*

La figura V.22 muestra la disposición de las lagunas, según altitud, respecto al nivel del mar, y distancia longitudinal, respecto al límite internacional Chile-Argentina. Se estableció como valor 0 m a dicho límite y desde allí se midieron de manera perpendicular las distancias en metros hacia el este para cada laguna. De esta manera se observa una disminución de altitud de los lagos y lagunas hacia el este. A su vez, se diferenciaron lagunas asociadas a la presencia de morenas asignadas a la PEH y a la presencia de glaciares. Las lagunas con estas características muestran un incremento de este a oeste. Además, se puede observar que a distancias mayores a 130 km del límite internacional no se registran lagunas con presencia de morenas asociadas a la PEH. Para el caso de las lagunas vinculadas a glaciares se observa que la más oriental se ubica a 75,49 km del límite con Chile.



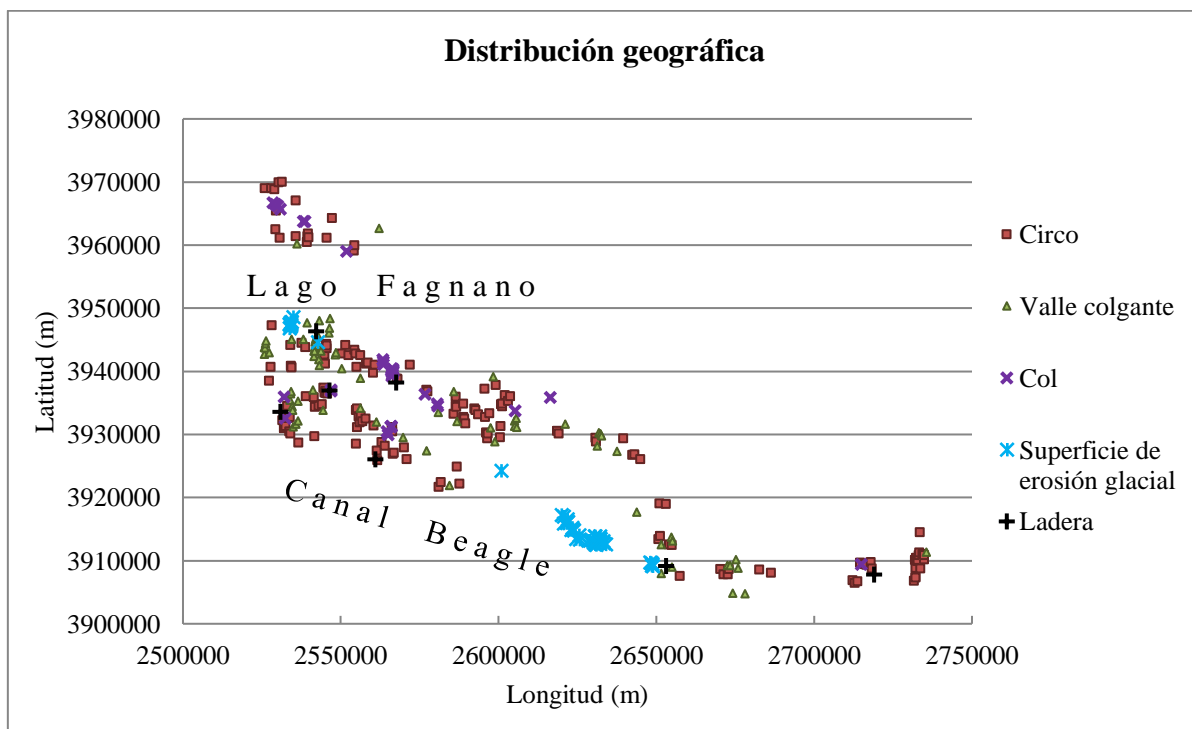
**Figura 22:** Distribución de lagos y lagunas en base a la relación entre altitud (m s. n. m.) y distancia al límite internacional Chile-Argentina, correspondiente a 0 m. Se diferencian las lagunas con presencia de (a) morenas asociadas a la PEH y (b) glaciares ubicados en las cabeceras de valles y circos. En (a) y (b) se representa el perfil topográfico trazado a través de diferentes cordones montañosos, se observa la correspondencia entre la topografía y la distribución altitudinal de los cuerpos de agua.

### V.3 Atributos y parámetros morfométricos asociados a la posición geomorfológica

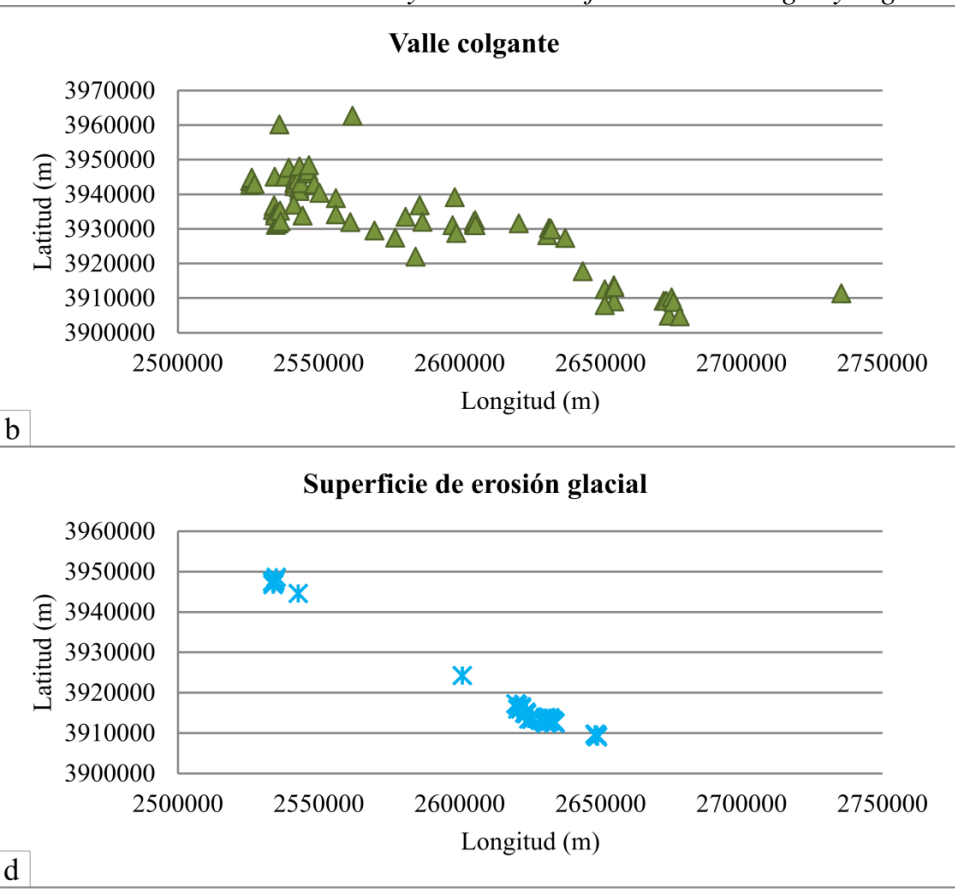
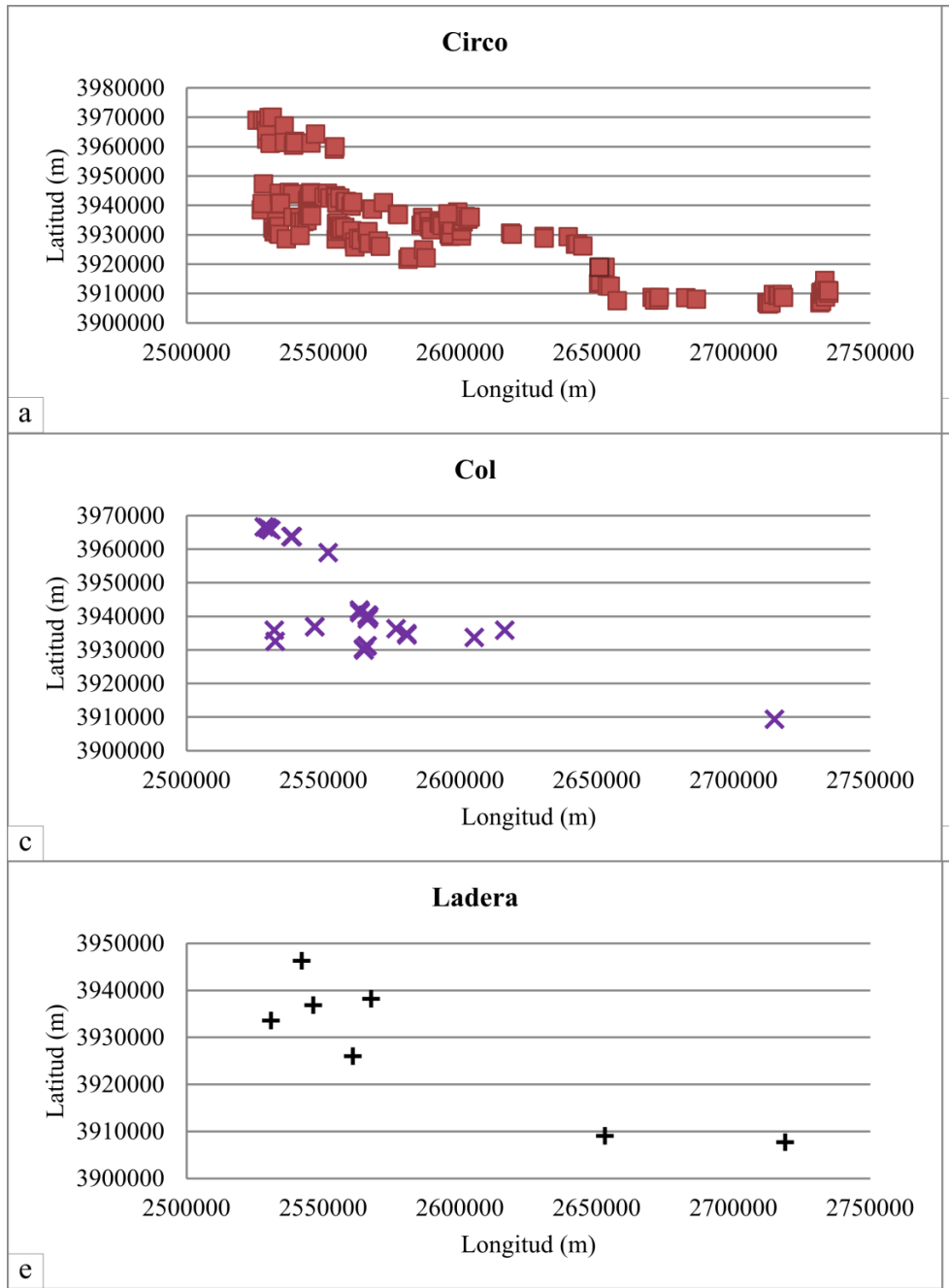
#### V.3.1 Ubicación y posición geomorfológica

El análisis de distribución de lagos y lagunas en relación a diferentes unidades geomorfológicas muestra que aquellas emplazadas en circos se desarrollan a lo largo de toda la sección estudiada de los Andes Fueguinos, pero en mayor proporción en las sierras de Lucas Bridges, Sorondo y Vinciguerra (Figs. V.23, V.24.a y V.25.a). Una situación similar ocurre para aquellas ubicadas en valles colgantes, aunque, como muchas de éstas corresponden a grupos de lagunas en rosario, se concentran en algunos valles, mostrando una configuración menos dispersa que las lagunas en circo (Figs.

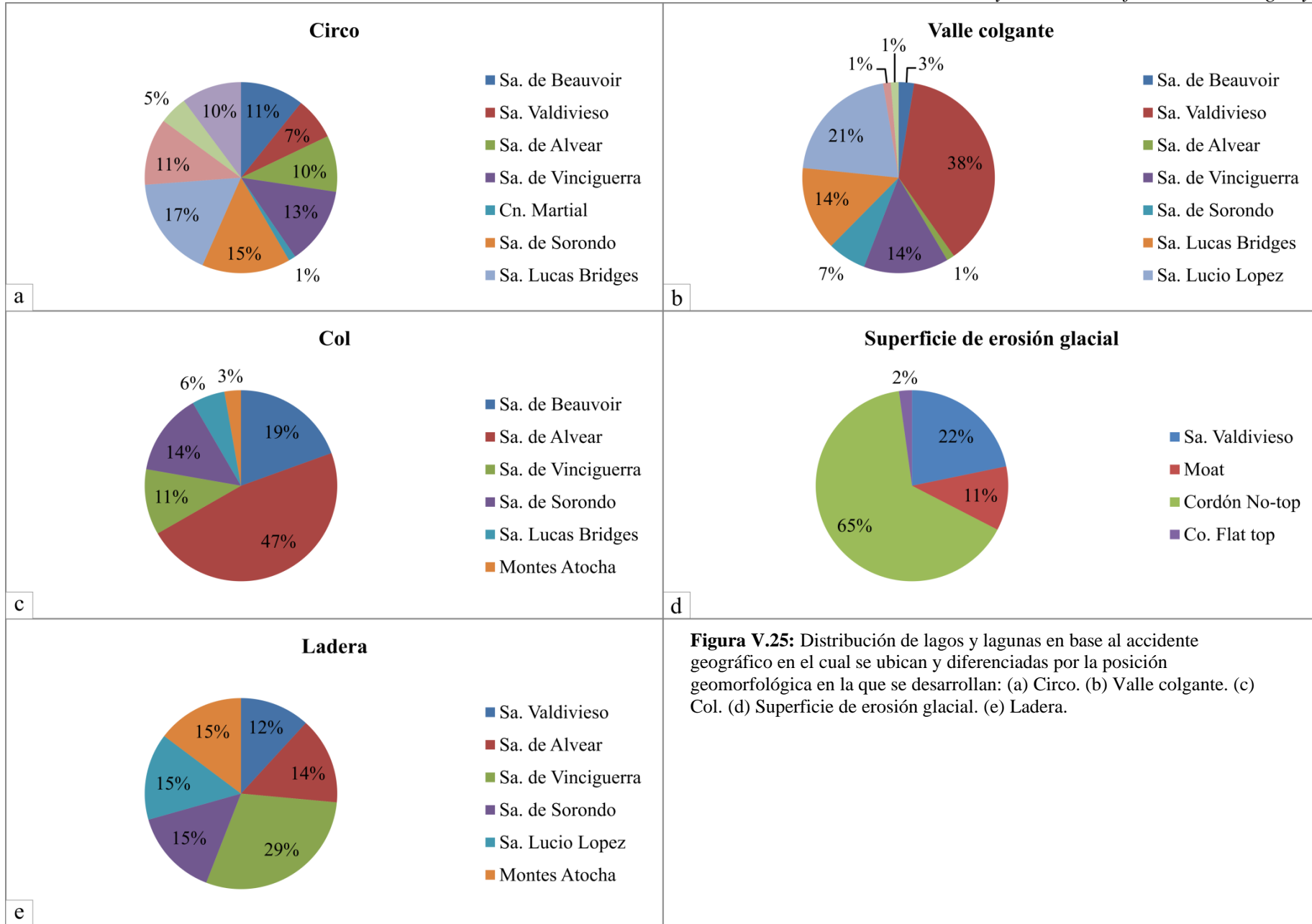
V.23 y V.24.b). Estas lagunas en valles colgantes se ubican mayormente en la sierras de Valdivieso y Lucio López (Fig. V.25.b). Las lagunas desarrolladas en cols presentan mayor ocurrencia en el sector occidental del área de estudio (Figs. V.23 y V.24.c). Se ubican principalmente en la sierra de Alvear (Fig. V.25.c), allí se encuentra un amplio sector de transfluencia glacial conocido como “Paso Tristen” donde se desarrollan 11 lagunas de variada superficie. Aquellas emplazadas en cubetas de superficies de erosión glacial se concentran en cuatro zonas ubicadas entre el canal Beagle y el lago Fagnano (Figs. V.23 y V.24.d). Por un lado el cordón No top, el cerro Flat-top y un cerro sin nombre ubicado en la zona de Punta Moat, los tres correspondientes a elevaciones con cumbres planas debido a la erosión glacial (Fig. V.25.d). Por otro lado, una zona ubicada en el área de sierra de Valdivieso y al SO del lago Fagnano que corresponde a una extensa superficie conformada por lomadas y hondonadas, donde la amplitud topográfica es muy baja (menor a 100 m), con claras evidencias de abrasión glacial y donde ocurren numerosos cuerpos de agua. Por último, las lagunas desarrolladas en depresiones de laderas se distribuyen en las sierras ubicadas al sur del lago Fagnano (Figs. V.23 y V.24.e). Estas lagunas presentan una distribución uniforme en los diferentes cordones montañosos en los que fueron reconocidas (Fig. V.25.e). En la sierra de Beauvoir no se reconocieron lagunas con los dos últimos emplazamientos geomorfológicos descriptos.



**Figura V.23:** Distribución geográfica de lagos y lagunas en base a sus coordenadas centrales y diferenciación respecto a la posición geomorfológica.



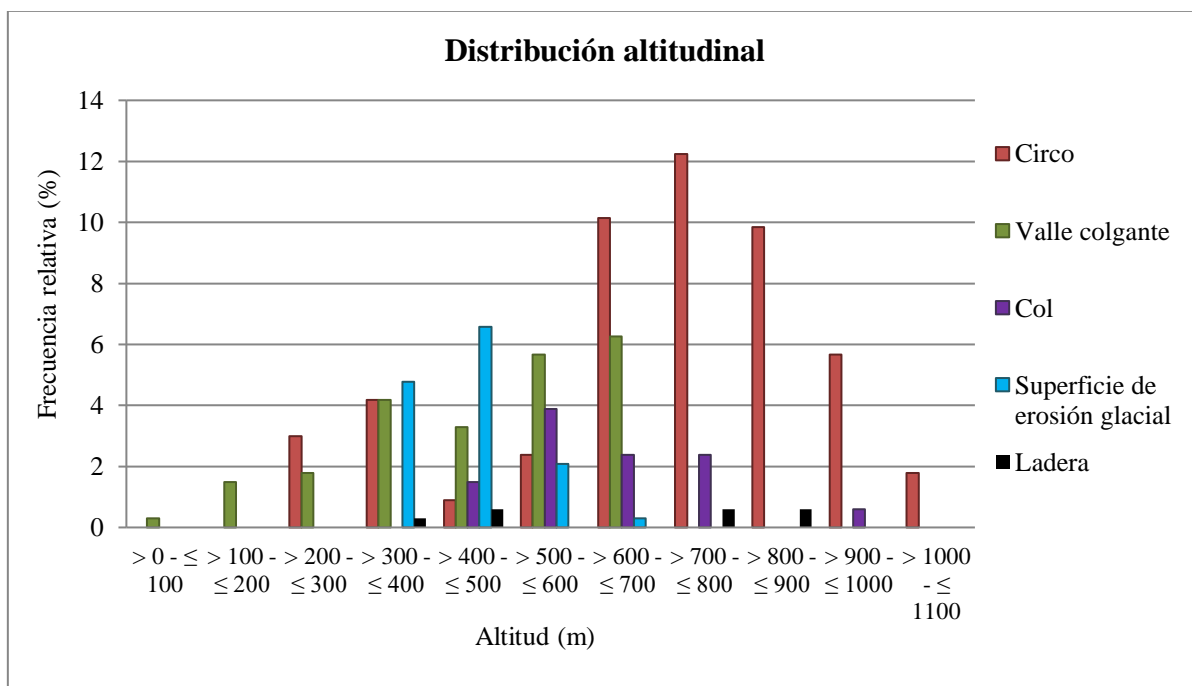
**Figura V.24:** Distribución geográfica de lagos y lagunas según la posición geomorfológica en la que se desarrollan: (a) Circo. (b) Valle colgante. (c) Col. (d) Superficie de erosión glacial. (e) Ladera.



**Figura V.25:** Distribución de lagos y lagunas en base al accidente geográfico en el cual se ubican y diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan: (a) Circo. (b) Valle colgante. (c) Col. (d) Superficie de erosión glacial. (e) Ladera.

### V.3.2 Altitud y posición geomorfológica

El mayor porcentaje de lagos y lagunas (12 %, N = 41) se encuentra entre 800 y 700 m s. n. m. y corresponde a cuerpos de agua ubicados en circos (Fig. V.26). A su vez, si se amplía el rango de altura desde 900 a 600 m s. n. m., se contabiliza un 32 % (N = 108) para la misma posición geomorfológica. Aquellas lagunas ubicadas en valles colgantes se restringen a altitudes menores a 700 m s. n. m. Aumentan su proporción a medida que el rango altitudinal se incrementa concentrándose la mayor parte (12 %, N = 40), entre 700 y 500 m s. n. m. Las lagunas en superficie de erosión glacial se restringen a un rango altitudinal entre 600 y 300 m s. n. m., siendo el rango más recurrente entre 500 y 400 m s. n. m. (7 %, N = 22). Las acompañan las lagunas desarrolladas en cols aunque también hay ejemplos de éstas ubicadas entre 1.000 y 900 m s. n. m. Las lagunas desarrolladas en laderas se registraron de manera uniforme entre los 800-700 m y 500-400 m s. n. m.

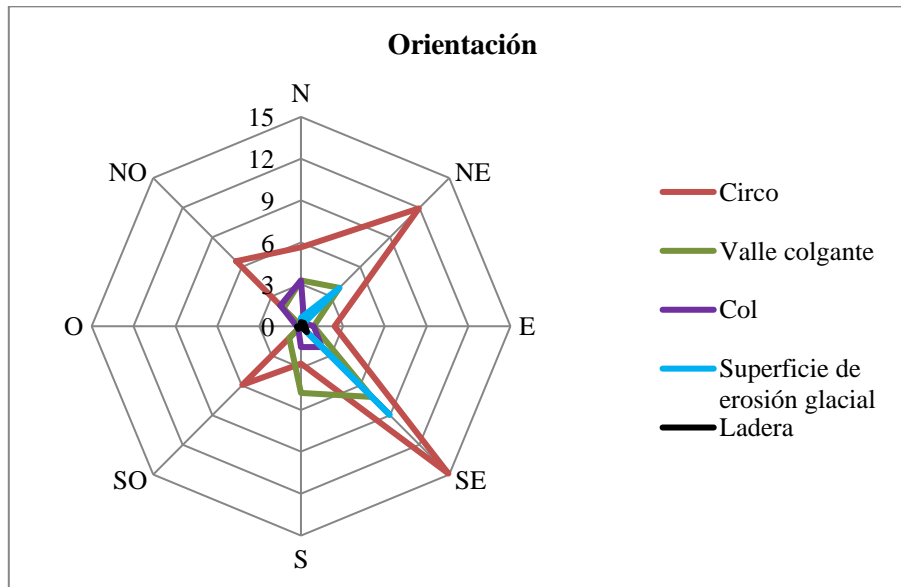


**Figura V.26:** Distribución de las lagunas en base la posición altitudinal y diferenciación respecto a la posición geomorfológica.

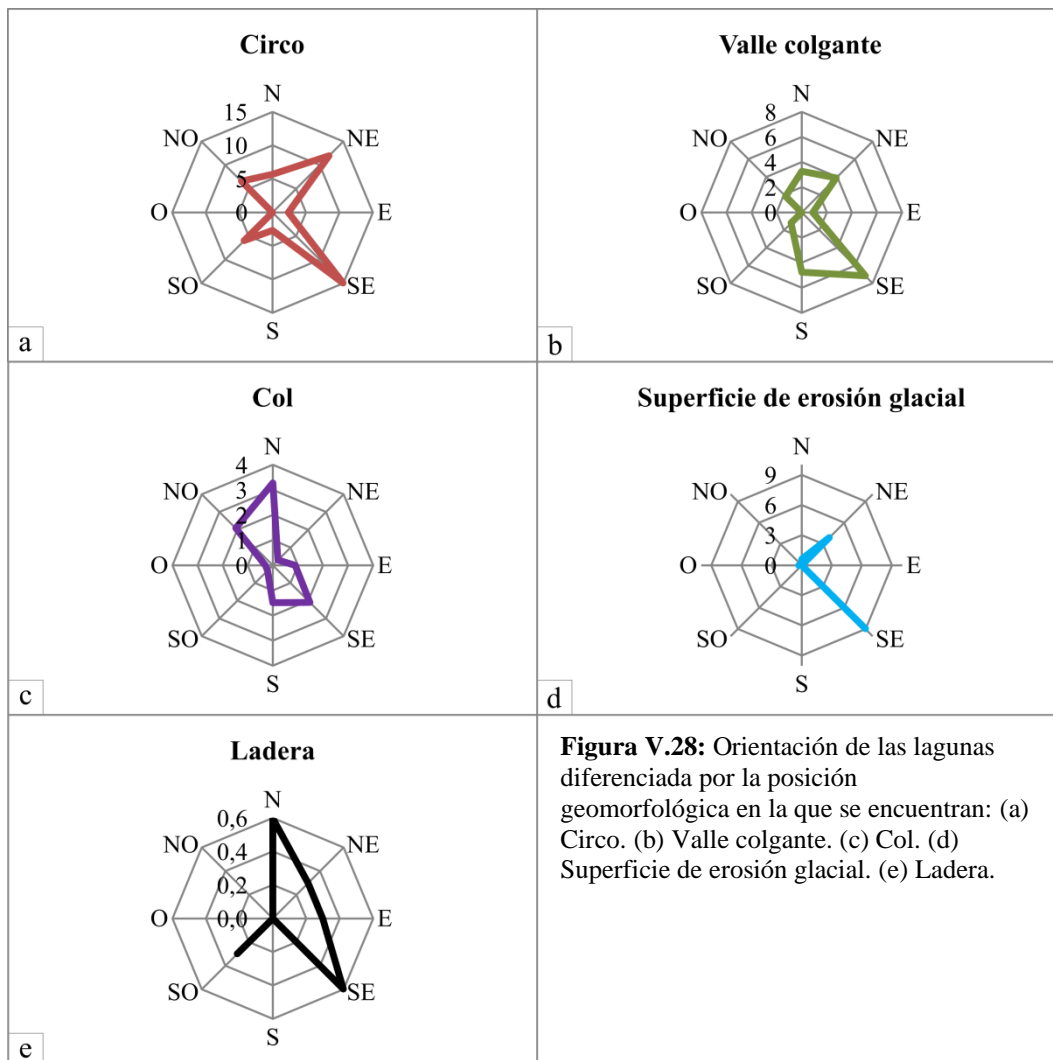
### V.3.3 Orientación y posición geomorfológica

Las lagunas ubicadas en circos (15 %, N = 50), valles colgantes (7 %, N = 24), superficies de erosión glacial (9 %, N = 30) y laderas (0,6 %, N = 2) tienen una orientación predominante hacia el SE (Figs. V.27 y V.28.a, b, d y e). Las lagunas ubicadas en cols tienen orientación predominante hacia el N (Figs. V.27 y V.28.c). Los

grupos de lagunas ubicadas en cols y superficies de erosión glacial presentan un único caso cada una, con orientación hacia el oeste.



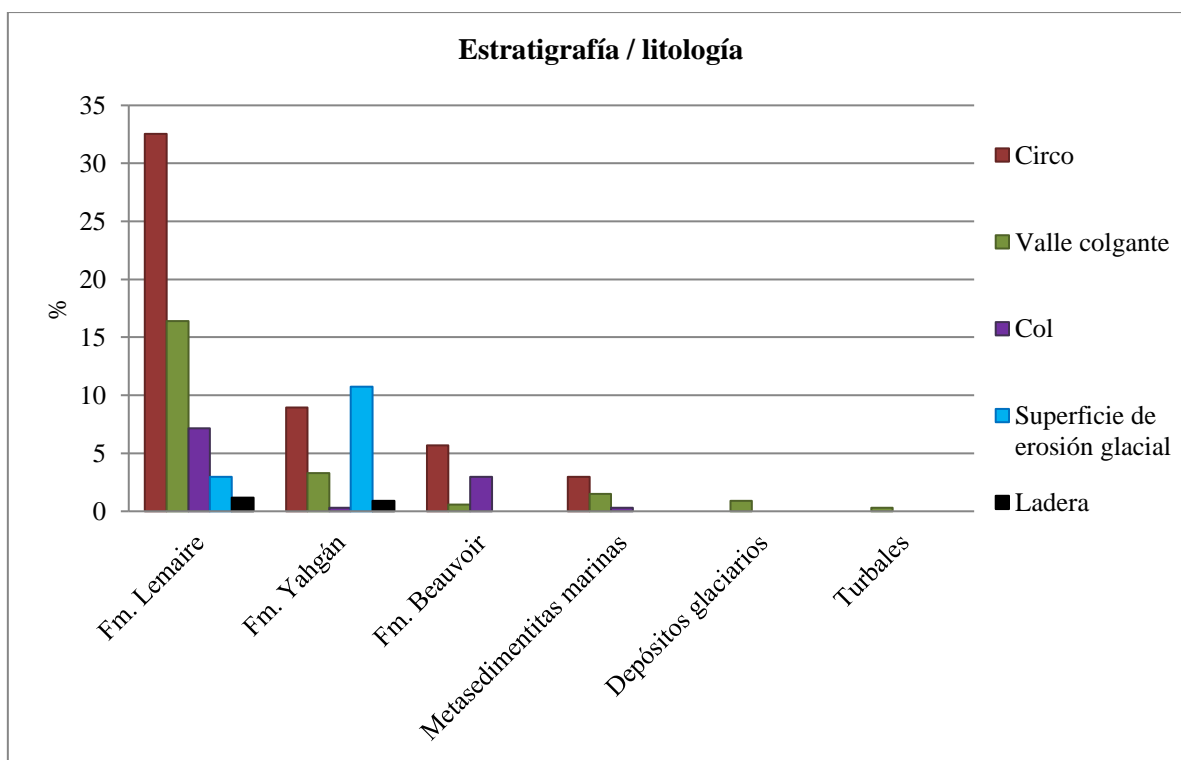
**Figura V.27:** Orientación de las lagunas diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan.



**Figura V.28:** Orientación de las lagunas diferenciada por la posición geomorfológica en la que se encuentran: (a) Circo. (b) Valle colgante. (c) Col. (d) Superficie de erosión glacial. (e) Ladera.

#### IV.3.4 Estratigrafía / litología y posición geomorfológica

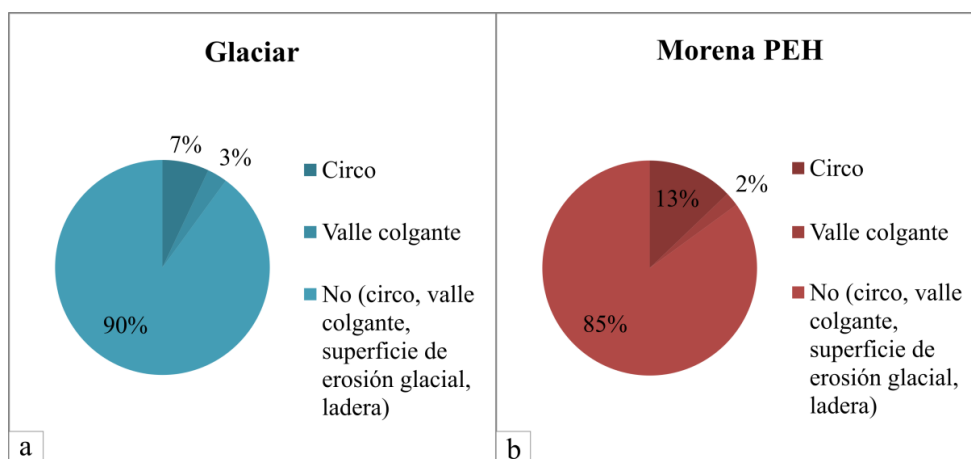
Los diferentes grupos geomorfológicos en los que se ubican las lagunas se emplazan principalmente en rocas de la Formación Lemaire (Fig. V.29). Para el caso de las lagunas ubicadas en superficies de erosión glacial, la mayor proporción se desarrolla en rocas de la Formación Yaghán. Esto se asocia a que esa unidad geomorfológica se restringe sólo a dos sectores del área de estudio y a que allí las lagunas se concentran en grupos. Para el caso de las lagunas ubicadas en valles colgantes, se registra un único caso asociado a turberas las cuales se desarrollan en el fondo de muchos valles glaciarios de la región.



**Figura V.29:** Estratigrafía / litología de emplazamiento de las lagunas diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan.

#### V.3.5 Glaciares y morenas asociadas a la PEH

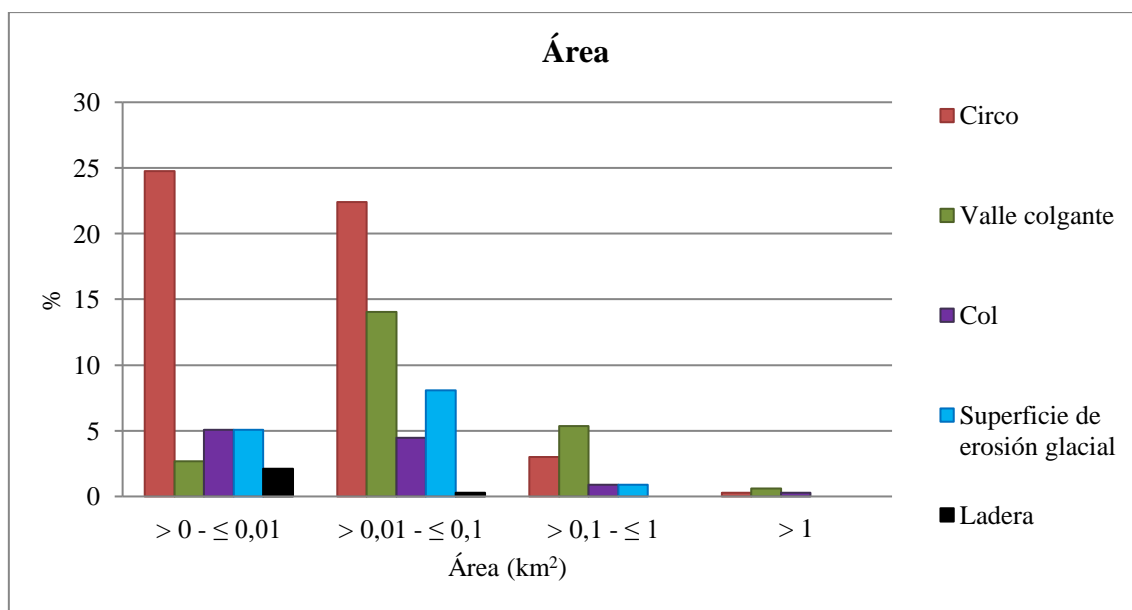
Las lagunas con presencia de glaciar en la misma subcuenca se ubican en circos (7 %, N = 25) y valles colgantes (3 %, N = 9) (Fig. V.30.a). Asimismo, las lagunas con presencia de morenas asociadas a la PEH se ubican en circos (13 %, N = 43) y valles colgantes (2 %, N = 7) (Fig. V.30.b). De esta última relación, el 10 % (N = 35) de las lagunas de circo se ubican aguas arriba de las morenas y el 2 % (N = 8) aguas abajo. Todas las lagunas de valles colgantes se ubican aguas abajo de las morenas.



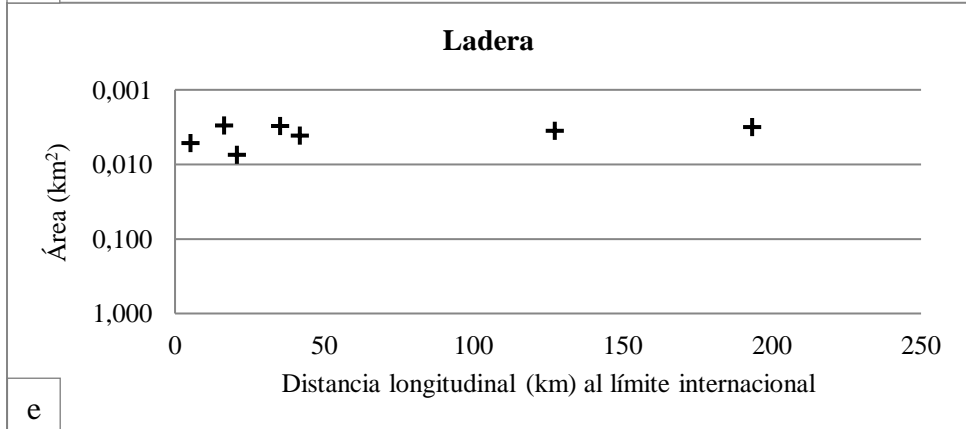
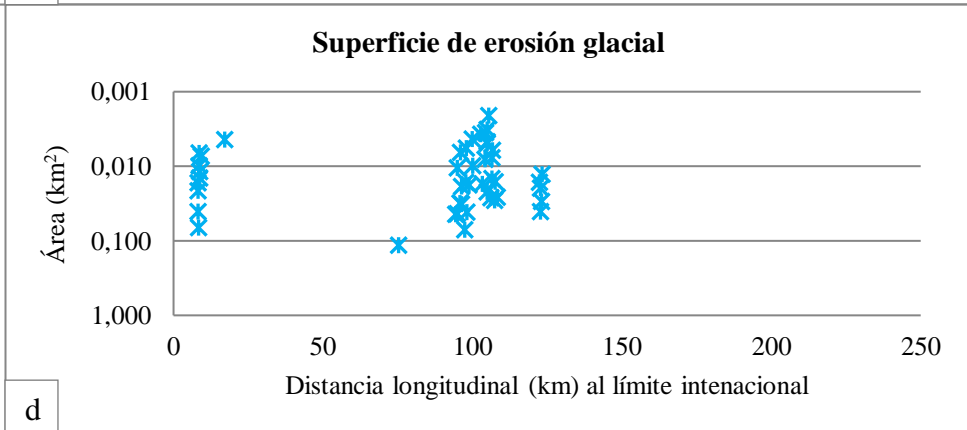
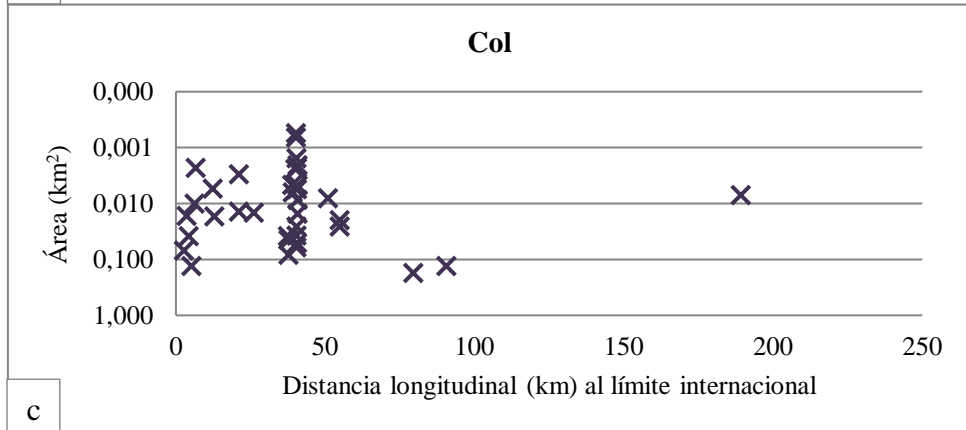
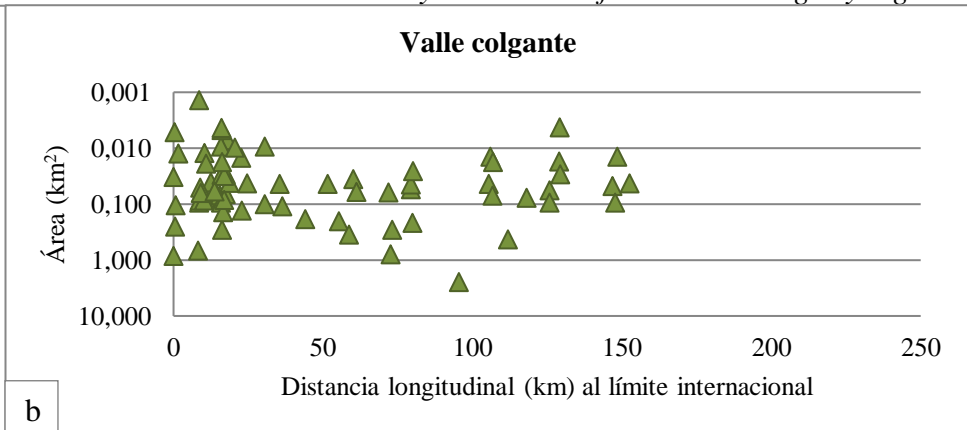
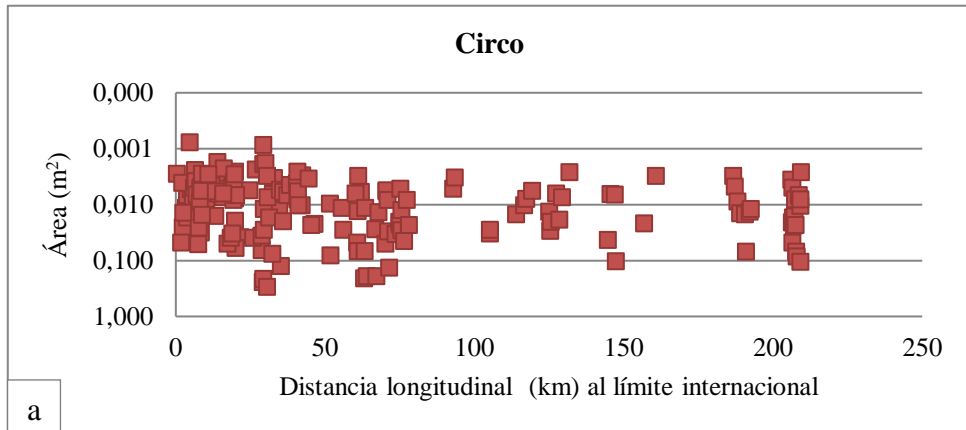
**Figura V.30:** Distribución de lagunas con (a) glaciares y (b) morenas asociadas a la PEH, diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan.

### V.3.6 Área y posición geomorfológica

Las lagunas desarrolladas en circos presentan áreas principalmente menores a  $0,1 \text{ km}^2$  (47 %, N = 158) (Figs. V.31 y V.32.a). Las de valles colgantes (14 %, N = 47) y superficies de erosión glacial (8 %, N = 27) tienen su mayor número de ejemplares entre  $0,01$  y  $0,1 \text{ km}^2$  (Figs. V.31 y V.32.b y d respectivamente). En las laderas se desarrollan lagunas con áreas menores a  $0,01 \text{ km}^2$  (Figs. V.31 y V.32.e). Lagunas con superficie mayor a  $1 \text{ km}^2$  se encuentran en valles colgantes (0,6 %, N = 2), circos (0,3 %, N = 1) y col (0,3 %, N = 1) (Figs. V.31 y V.32.a, b y c respectivamente).



**Figura V.31:** Distribución del área de las lagunas diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan.



**Figura V.32:** Área y distribución longitudinal de cada una de las lagunas diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan: (a) Circo. (b) Valle colgante. (c) Col. (d) Superficie de erosión glacial. (e) Ladera.

V.3.7 Perímetro y posición geomorfológica

El 42 % (N = 141) de lagos y lagunas ubicadas en circos, tienen un perímetro inferior a 1 km. Los cuerpos de agua restantes de ese grupo no superan los 3 km de perímetro (Fig. V.33.a). Los lagos y lagunas de valle colgante presentan mayor proporción de casos con perímetro entre 1 y 2 km (9 %, N = 30) y, además, algunos cuerpos de agua llegan a tener entre 8 y 9 km de perímetro, la mayor extensión de éste parámetro entre el total de cuerpos de agua. Las lagunas de superficie de erosión glacial (12 %, N = 39), col (8 %, N = 28) y ladera (2 %, N = 7) concentran la mayor proporción en el rango menor a 1 km. Estas lagunas junto a las de circo suman el 64 % del total de cuerpos de agua con perímetro menor a 1 km. La reclasificación de ese porcentaje en 10 clases, con rango de 100 m cada una, muestra un descenso en el número de lagunas a medida que la extensión del perímetro aumenta (Fig. V.33.b). Las lagunas de menor perímetro se ubican en superficies de erosión glacial y cols. Las de circo se concentran principalmente entre 200 y 400 m de extensión.

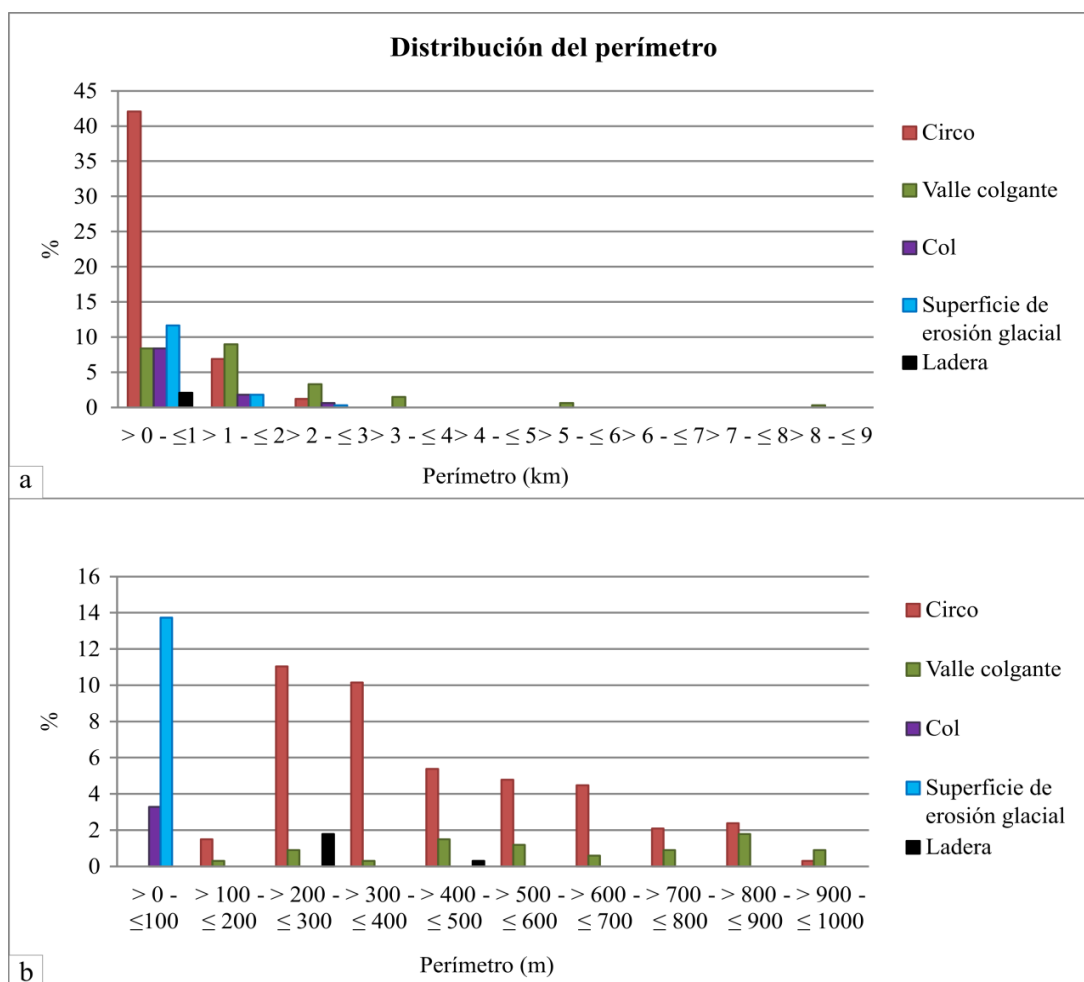


Figura V.33: Distribución del perímetro de las lagunas diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan.

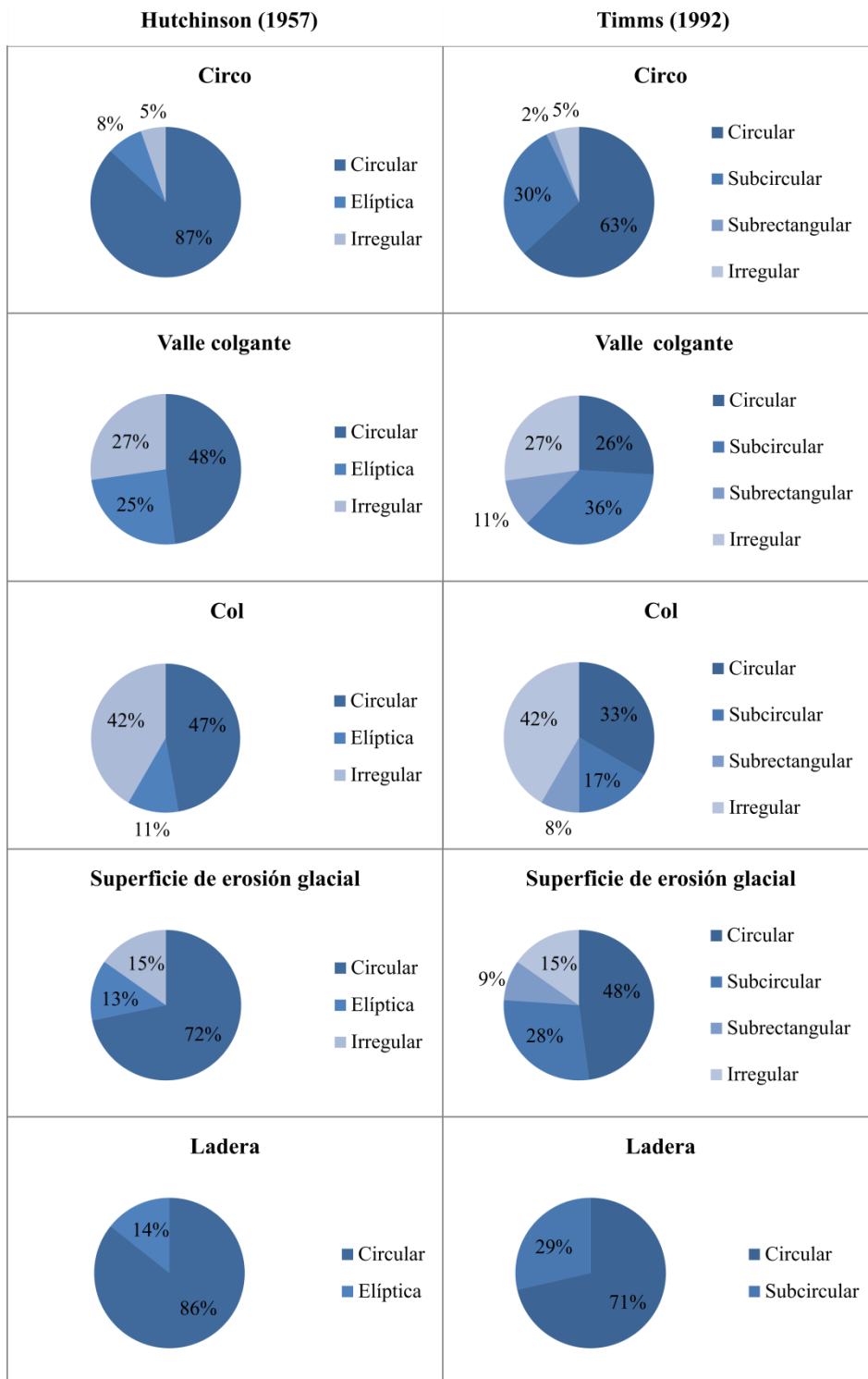
*V.3.8 Desarrollo del perímetro y posición geomorfológica*

En base a la clasificación de Hutchinson (1957) la forma predominante de las lagunas en los diferentes emplazamientos geomorfológicos es la circular ( $DL \leq 1,4$ ) (Fig. V.34). Todos los emplazamientos poseen ejemplares de lagunas elípticas presentando mayor proporción las de valles colgantes. La clasificación de Timms (1992) arroja resultados que a la vista se ajustan mejor a la forma de las lagunas. Según ésta, las lagunas en circos, superficies de erosión glacial y laderas tienen forma predominante circular ( $1 < DL = 1,25$ ). En las lagunas de valles colgantes la forma predominante es la subcircular, mientras que las lagunas de cols, en su mayoría, carecen de forma definida, razón por la cual fueron clasificadas como irregulares. En todos los grupos de lagunas según geoformas, se registraron lagunas irregulares, excepto en las de ladera.

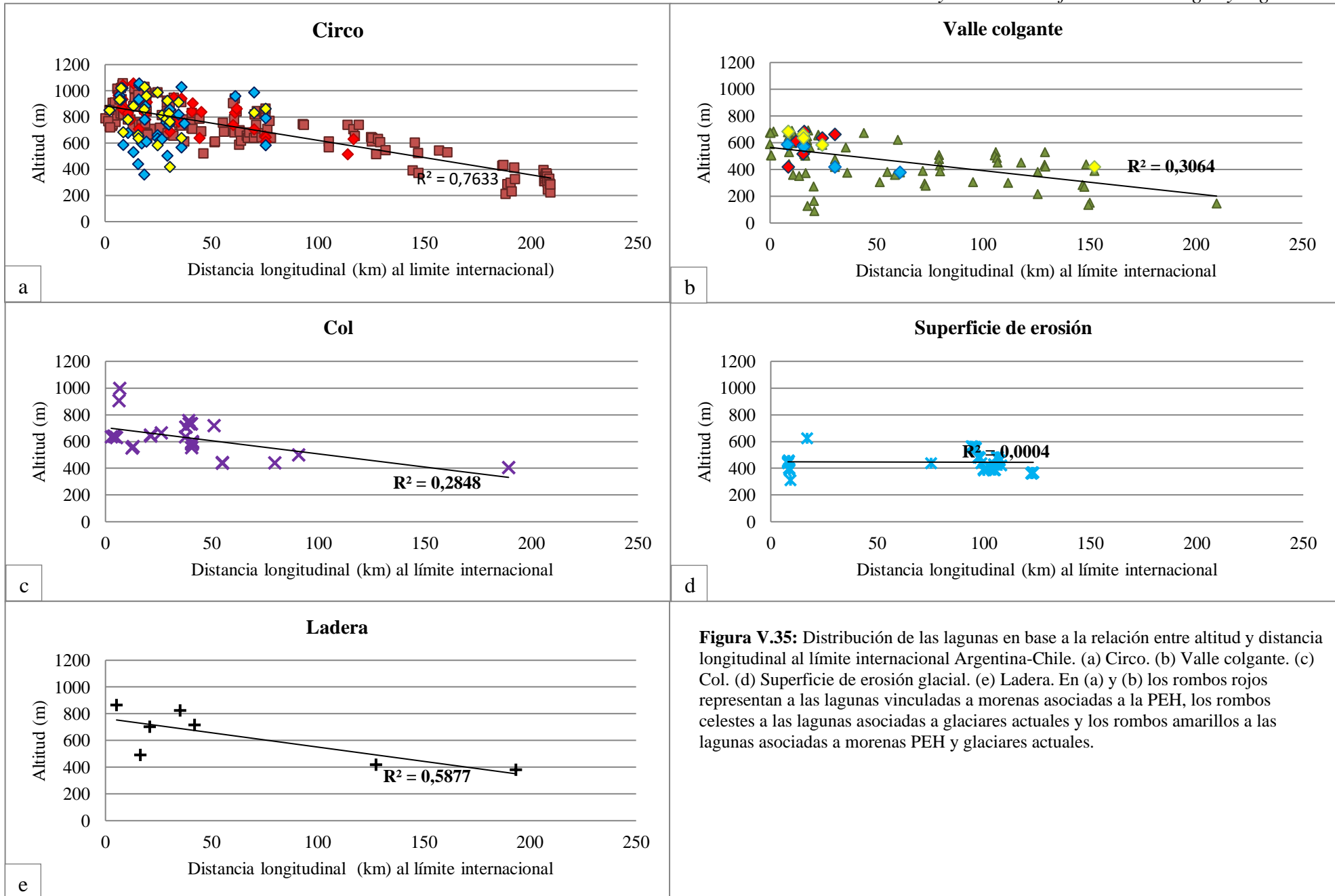
*V.3.9 Distribución de las lagunas según posición longitudinal, altitud y posición geomorfológica*

La relación entre la disminución en la altitud y el aumento de la distancia longitudinal desde el límite internacional Argentina-Chile hacia el este, muestra una relación positiva para todos los grupos de lagos y lagunas emplazados en las diferentes posiciones geomorfológicas (Fig. V.35). Las lagunas de circo muestran la relación más alta, asociada directamente con la topografía de las altas cumbres de los Andes Fueguinos (Fig. V.35.a). Las lagunas de circo asociadas a morenas PEH se encuentran en un rango altitudinal entre 1.057 m s. n. m. y 513 m s. n. m., y tienen su ejemplar más oriental a 12,8 km de distancia del límite Argentina-Chile, a una altura de 631 m s. n. m. (ID 249). Entre las lagunas que se encuentran en valles colgantes y con presencia de morenas asociadas a la PEH, el rango altitudinal es entre 684 m s. n. m. y 419 m s. n. m., y la laguna más distante está a 3 km y 419 m s. n. m. (ID 87) (Fig. V.35.b).

Los cuerpos de agua que se encuentran en circos y presentan glaciares en las cabeceras de sus cuencas se desarrollan en un rango altitudinal entre 1.030 m s. n. m. y 611 m s. n. m. (Fig. V.36.a). La laguna más distante al límite internacional Argentina-Chile se encuentra a 7,5 km y una altitud de 864 m s. n. m. (ID 220). Aquellos que están en valles colgantes con glaciares en las cabeceras se ubican entre 684 m s. n. m. y 379 m s. n. m., y su ejemplar más oriental se encuentra a una distancia de 6,1 km y 379 m s. n. m. (ID 199) (Fig. V.36.b).



**Figura V.34:** Distribución de la forma de las lagunas en base al cálculo del desarrollo del perímetro (DL) y las clasificaciones de Hutchinson (1957) y Timms (1992), diferenciadas por la posición geomorfológica en la que se desarrollan.



**Figura V.35:** Distribución de las lagunas en base a la relación entre altitud y distancia longitudinal al límite internacional Argentina-Chile. (a) Circo. (b) Valle colgante. (c) Col. (d) Superficie de erosión glacial. (e) Ladera. En (a) y (b) los rombos rojos representan a las lagunas vinculadas a morenas asociadas a la PEH, los rombos celestes a las lagunas asociadas a glaciares actuales y los rombos amarillos a las lagunas asociadas a morenas PEH y glaciares actuales.

La Tabla V.18 sintetiza las principales características (atributos y parámetros morfométricos) de los cinco grupos de lagunas, pertenecientes a los diferentes emplazamientos geomorfológicos estudiados.

**Tabla V.18:** Resumen de los atributos y parámetros morfométricos de los lagos y lagunas correspondientes a las diferentes posiciones geomorfológicas identificadas. SB: Sa. de Beauvoir; SV: Sa. Valdivieso; SA: Sa. de Alvear; SVi: Sa. de Vinciguerra; CM: Cn. Martial; SS: Sa. de Sorondo; SLB: Sa. Lucas Bridges; SLL: Sa. Lucio Lopez; MA: Montes Atocha; MN: Montes Negros; PM: Punta Moat; CN-T: Cordón No-top; CFT: Cerro Flat top; Fm. L.: Fm. Lemaire; Fm. Y.: Fm. Yaghán; Fm. B.: Fm. Beauvoir; MM: Metasedimentitas marinas; DG: Depósitos glaciares; Tb: Turbales; DL: Desarrollo del Perímetro; H: Hutchinson (1957); T: Timms (1992). Los porcentajes corresponden al N total comprendido en cada posición geomorfológica.

Posición geomorfológica	Ubicación	Altitud m s. n. m.	Orientación	Litología/ Estratigrafía	Glaciar	Morena PEH	Laguna – morena	Área (km <sup>2</sup> )	DL / Forma
<b>Circo</b> N = 168	SB, SV, SA, SVi, CM, SS, SL, SLL, MA, MN	Máx.:1057 Mín.: 211 Mediana: 738 Promedio: 700	N, NE, E, SE, S, SO, O, NO  Predominante: SE (30 %, N = 50)	Fm. L., Fm. Y., Fm. B., MM  Predominante: Fm. L. (65 %, N = 109)	Si (15 %, N = 25)	Si (26 %, N = 43)	Arriba (21 %, N = 35) Abajo (5 %, N = 8)	Máx.: 0,295 Mín.: 0,001 Mediana: 0,01 Promedio: 0,027 Total: 4,480	Máx.: 2,23 Mín.: 1,04 Promedio: 1,3  H: Circular (87 %, N = 146) T: Circular (63 %, N = 106)
<b>Valle colgante</b> N = 77	SB, SV, SA, SVi, SS, SLB, SLL, MN, PM	Máx.: 694 Mín.: 90 Mediana: 505 Promedio: 475	N, NE, E, SE, S, SO, O, NO  Predominante: SE (31 %, N= 24)	Fm. L., Fm. Y., Fm. B., MM, DG, Tb  Predominante: Fm. L. (71 %, N = 55)	Si (12 %, N = 9)	Si (9 %, N = 7)	Abajo (9 %, N = 7)	Máx.: 2,50 Mín.: 0,001 Mediana: 0,05 Promedio: 0,14 Total: 11,12	Máx.: 2,26 Mín.: 1,06 Promedio: 1,47  H: Circular (48 %, N = 37) T: Subcircular (36 %, N = 28)
<b>Col</b> N = 36	SB, SA, SV, SS, SLB, MA	Máx.: 996 Mín.: 404 Mediana: 614 Promedio: 628	N, NE, E, SE, S, SO, O, NO  Predominante: SE (19 %, N = 7)	Fm. L., Fm. Y., Fm. B., MM, DG, Tb  Predominante: Fm. L. (67 %, N = 27)	No	No	-	Máx.: 0,175 Mín.: 0,001 Mediana: 0,014 Promedio: 0,030 Total: 1,084	Máx.: 1,95 Mín.: 1,07 Promedio: 1,40  H: Circular (47 %, N = 17) T: Irregular 42%, N = 15)
<b>Superficie de erosión</b> N = 46	SV, PM, CN-T, CFT	Máx.: 623 Mín.: 308 Mediana: 437 Promedio: 446	N, NE, E, SE, S, SO, O, NO  Predominante: SE (65 %, N = 30)	Fm. L., Fm. Y., Fm. B., MM, DG, Tb  Predominante: Fm. Y. (78 %, N = 36)	No	No	-	Máx.: 0,115 Mín.: 0,002 Mediana: 0,016 Promedio: 0,021 Total: 0,98	Máx.: 3,28 Mín.: 1,08 Promedio: 1,4  H: Circular (72 %, N = 33) T: Circular (48 %, N = 22)
<b>Ladera</b> N = 7	SV, SA, SVi, SS, SLL, MA	Máx.: 867 Mín.: 383 Mediana: 705 Promedio: 630	N, NE, E, SE, S, SO, O, NO  Predominante: SE (29 %, N = 2) y N (29%, N = 2).	Fm. L., Fm. Y., Fm. B., MM, DG, Tb  Predominante: Fm. L. (57 %, N = 4)	No	No	-	Máx.: 0,007 Mín.: 0,003 Mediana: 0,004 Promedio: 0,004 Total: 0,030	Máx.: 1,42 Mín.: 1,12 Promedio: 1,21  H: Circular (86 %, N = 6) T: Circular (71 %, N = 5)

#### **V.4 Discusión del análisis morfométrico y geomorfológico de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos**

Los lagos y lagunas son cuerpos de agua que se alojan en depresiones excavadas en la corteza terrestre (Kelts, 1988). En el caso del ambiente glacial, corresponden a cubetas de sobreexcavación que pueden encontrarse a diferentes altitudes (Benn y Evans, 2010). Los 346 cuerpos de agua inventariados en los Andes Fueguinos son permanentes y se emplazan en diferentes unidades geomorfológicas de origen glacial erosivo que incluyen circos, valles glaciales (principales y colgantes), cols, superficies de erosión glacial y laderas. La mayoría se encuentran en cubetas de sobreexcavación glacial, pero también los hay endicados por rocas aborregadas, por morenas y también por glaciares de roca. A diferencia de la zona norte de la IGTDF, donde el ambiente actual predominante es el de estepa, las cubetas identificadas allí son geoformas de deflación originadas en ambientes geomorfológicos de origen marino y/o fluvial (Villarreal y Coronato, 2015).

El desarrollo, el tamaño y la forma de las cuencas rocosas están controlados por variables glaciológicas, como el régimen térmico y las condiciones de estrés en la base del glaciar, así como por las características del sustrato, en particular la litología y la estructura de la roca de base. El cantereo y abrasión efectivos se producen cuando la base del glaciar es predominantemente húmeda, como la base de los glaciares templados, los cuales se han desarrollado en los Andes Fueguinos al menos durante la Última Glaciación (Rabassa *et al.*, 2000).

Los cuerpos de agua analizados presentan formas principalmente circulares y elípticas o subcirculares, predominando las primeras. Este parámetro se encuentra condicionado principalmente por la erosión glacial producida en las rocas y las geoformas predominantes sobre las cuales se desarrollan (circos y valles). En el caso de lagunas emplazadas en valles colgantes, por ejemplo, la morfología predominante es subcircular y también se clasifican cuerpos subrectangulares (*sensu* Timms, 1992). Esto se debe a que las paredes empinadas de los valles limitan el desarrollo lateral de las lagunas y, por lo tanto, condicionan un desarrollo alargado. Lagunas de alta montaña caracterizadas en la Cordillera Cantábrica (España), también presentan principalmente formas circulares y ovaladas condicionadas por los mismos factores geomorfológicos (Fuentes-Pérez *et al.*, 2015). Por otro lado, los cuerpos de agua irregulares están afectados por la formación de abanicos aluviales, conos de detritos y crecimiento de

turberas sobre sus márgenes, y, en algunos sectores, reflejan la erosión diferencial del sustrato rocoso.

No se identificó un patrón morfológico o de extensión areal que se relacione con la orientación o la acción de agentes atmosféricos como sí ocurre en lagunas situadas en la estepa fueguina. Allí, se han descripto costas orientales rectilíneas, con significativa erosión que genera laderas de elevada pendiente, y costas occidentales irregulares de pendientes suaves. Esto es producto de la acción erosiva del oleaje, provocada por la incidencia de los vientos del O que generan un proceso de migración de los pans hacia el este (Raedeke, 1978; Arche y Vilas, 2001; Villarreal y Coronato, 2015). Los *pans* en el norte de la IGTDF están distribuidos en diferentes ambientes geomorfológicos, lo que motiva a que tengan diversas características morfológicas y morfométricas (Villarreal y Coronato, 2015).

La distribución altitudinal de las lagunas coincide con la topografía de los Andes Fueguinos, descendente de O a E. Este comportamiento se observa en todos los emplazamientos geomorfológicos, excepto en las superficies de erosión glacial, debido a que éstas comprenden un área contigua a la costa SO del lago Fagnano el cual se encuentra a 28 m s. n. m. El mayor porcentaje de lagunas (32 %, N = 108) se ubica en circos entre 900 y 600 m s. n. m. Aquellas lagunas ubicadas en valles colgantes se restringen a altitudes menores a 700 m s. n. m., concentrándose la mayor parte (12 %, N = 40) entre 700 y 500 m s. n. m.

Las lagunas asociadas a morenas PEH se ubican entre 1.057 y 419 m s. n. m., situándose la más oriental a 130 km del límite Argentina-Chile. Aquellas lagunas asociadas a glaciares se ubican entre 1.030 y 379 m s. n. m., localizándose la más oriental a 7,5 km de distancia. La máxima distancia entre lagunas asociadas a morenas PEH y el límite Argentina-Chile, permite inferir la extensión de condiciones favorables para el desarrollo de glaciares durante la PEH. Sin embargo, este análisis se focaliza en la presencia de lagunas asociadas a este tipo de morenas, por lo cual podrían existir morenas PEH más orientales sin una laguna asociada. Un análisis realizado por Ponce *et al.* (2015) sobre 26 morenas PEH identificó una altitud promedio de  $680 \pm 131$  m s. n. m. para estos depósitos. La altitud promedio de lagunas endicadas por morenas PEH es 849 m s. n. m. Esto demuestra que la generación de lagunas posteriores a la PEH se asocia a glaciares ubicados en una posición altitudinal más elevada que el promedio estimado para la PEH. La escasa distancia entre el límite Argentina-Chile y las lagunas asociadas a glaciares, guarda estrecha relación con la distribución actual de los glaciares

en los Andes Fueguinos (Iturraspe, 2011, San Martín *et al.*, 2021a). Esta distribución se asocia principalmente con la presencia de mayores elevaciones y precipitaciones en el sector O de los Andes Fueguinos argentinos (ver II.2.1 Características del relieve y II.2.2 Clima).

Las lagunas analizadas presentan orientaciones hacia los cuatro puntos cardinales principales y secundarios (ver V.3.3 Orientación). Las orientaciones predominantes son hacia el SE (34 %, N = 113) y hacia el NE (20 %, N = 68). En el caso de las diferentes posiciones geomorfológicas la orientación predominante en cada una es hacia el SE. Esta variable ha sido condicionada por los factores incidentes en la formación de las geformas que las contienen y el desarrollo de los glaciares desde el UMG hasta la actualidad. Estos factores comprenden: (i) la estructura de los Andes Fueguinos y (ii) las características climáticas que permitieron el desarrollo de glaciares en el pasado y su posterior retroceso.

La estructura y la litología del sustrato controlan la resistencia al cantereo y a la abrasión y, por lo tanto, ejercen una fuerte influencia en la ubicación y la morfología de las cubetas rocosas (Sugden y John, 1976; Gordon, 1981). La meteorización preglacial puede aislar las protuberancias resistentes del lecho rocoso y debilitar las rocas muy diaclasadas en las zonas intermedias, lo que permite que se produzca una erosión subglacial efectiva (Johansson *et al.*, 2001a, b). Las estructuras tectónicas principales (fallas, pliegues, corrimientos y foliaciones) en la zona de estudio, presentan ejes con orientaciones NO-O a SE-E y pliegues con vergencia NE asociados a D1<sub>CB</sub> y D2<sub>CB</sub>, y, además, lineamientos NO-SE producidos por la deformación sinistral asociada al STMF (ver II.5.2.2 Desarrollo estructural de los Andes Fueguinos; Bruhn, 1979; Cunningham, 1993, Cunningham *et al.*, 1995; Torres Carbonell *et al.*, 2020). Estas estructuras, al ser zonas de debilidad, comprenden un condicionante para la intensificación de la erosión glacial y el desarrollo de circos y valles en esas direcciones (p. ej. Coronato, 1995a,b, 1996; Coronato *et al.*, 2009; Ghiglione, 2017; Oliva *et al.*, 2020). A su vez, los corrimientos y pliegues con vergencia NE constituyen superficies de erosión diferencial en las que hay sobreexcavación y desarrollo de cubetas. De esta manera, la orientación de los valles y circos queda reflejada en las orientaciones predominantes de las lagunas analizadas. Estudios realizados por Oliva *et al.* (2020) muestran orientaciones predominantes hacia el SE (SE, S y E) en circos de las sierras de Sorondo, Vinciguerra y Montes Martial. En los valles de Andorra y Cañadón del Toro, tributarios del Canal Beagle, Coronato (1996) reportó orientaciones predominantes de circos y valles hacia el

SE, SO y S. En la IDE, Ponce *et al.* (2010) observan que los valles glaciales y fiordos presentan una orientación predominante SO-NE similar a la dirección del eje principal de los pliegues en el sector oriental y occidental de la isla, y a uno de los dos principales conjuntos de fallas transversales allí presentes. Por otro lado, los circos de IDE muestran orientaciones principales hacia el NO y SE que serían coincidentes con otro conjunto de fallas (Ponce y Rabassa, 2012). En el Parque Nacional Torres del Paine (Patagonia chilena), Gonzales y Aydin (2008) han demostrado también la relación entre la orientación de la erosión glacial y la estructura subyacente. Estos autores encontraron una correlación muy elevada entre los patrones de fallas regionales y la orientación de lagos proglaciales. Ellos infieren que la erosión se habría concentrado en las áreas de las fallas y sus zonas de daño, resultando en valles glaciales sobreprofundizados y ensanchados, que comprenden segmentos y brazos tributarios que se alinean oblicuamente debido al control estructural de la roca madre.

En cuanto a los factores climáticos, la insolación y la dirección del viento han condicionado directa e indirectamente el desarrollo de los cuerpos de agua identificados en los Andes Fueguinos. La ubicación en el Hemisferio Sur comprende el primer condicionante para que las laderas de orientación sur, o hacia el polo, sean las más propicias para el desarrollo de glaciares (y su subsecuente erosión glacial), debido a que la incidencia de radiación solar es mínima, por lo tanto, limita la ablación de nieve y hielo (Clapperton, 1993; Benn y Evans 2010; Oliva *et al.*, 2020). Esta situación habría favorecido el desarrollo de circos y artesas glaciales con orientación hacia el cuadrante sur. A su vez, este efecto de insolación hemisférica puede verse acentuado por los vientos que desplazan la nieve hacia las laderas de sotavento en los sitios ubicados en los cinturones de vientos del O (*Southern Westerly Winds*, ver II.2.2 Clima), favoreciendo el desarrollo de glaciares, y en consecuencia de circos y valles, hacia el cuadrante SE (Evans, 1977; Benn, 1989). Oliva *et al.* (2020) proponen que la tendencia hacia el SE del acimut de los circos puede atribuirse a la acción combinada de los vientos del O, que en el UMG y Tardiglacial habrían sido más intensos que en la actualidad en estas latitudes (Wainer *et al.*, 2005; Unkel *et al.*, 2008; Ponce *et al.*, 2011). Además, lo atribuyen a las variaciones térmicas diurnas, ya que las laderas expuestas al E reciben la mayor parte de insolación directa por la mañana, cuando la temperatura del aire es relativamente baja y la fusión es débil (efecto "mañana-tarde"; Evans, 1977 y 2006). Por lo tanto, las laderas orientadas hacia el SE han sido las más propicias para el desarrollo de glaciares y en consecuencia de circos y valles.

De esta manera, las estructuras tectónicas y sedimentarias predominantes, así como la posición latitudinal en el Hemisferio Sur y las características climáticas inherentes, han sido factores condicionantes en el desarrollo de glaciares y su acción erosiva, la cual, además de circos y valles, incluye las cubetas de sobreexcavación donde actualmente se aloja el mayor porcentaje de los cuerpos de agua analizados.

La tendencia de aumento de temperatura posterior a la PEH, la cual se ha visto intensificada durante las últimas cinco décadas, llevó al retroceso acelerado de glaciares y, en consecuencia, al desarrollo de numerosas lagunas proglaciales tanto en los Andes Fueguinos (p. ej. Iturraspe *et al.*, 2009; Iturraspe, 2011; San Martín *et al.*, 2021a,b) como en el resto de la Patagonia (p. ej. Wilson *et al.*, 2018; Masiokas *et al.*, 2020) y diferentes regiones montañosas englazadas del mundo (p. ej. Wang *et al.*, 2014; Emmer *et al.*, 2015; Cook *et al.*, 2016; Wood *et al.*, 2021). En los Andes Fueguinos, estas lagunas, se encuentran en los circos endicados por morenas de la PEH.

Los depósitos morénicos que retienen el agua en estas lagunas son susceptibles de ser desplomados debido a erosión de los sedimentos, acumulación de presión de agua, ocurrencia de avalanchas de roca o nieve, desprendimientos glaciales o sismos, dando origen a los GLOFs (Vuichard y Zimmerman, 1987; Haeberli *et al.*, 1989; Westoby *et al.*, 2014). Estos eventos suponen un grave peligro en muchas regiones montañosas del mundo y en los últimos años ha incrementado la atención en ellos, debido a los daños catastróficos y a la cantidad de víctimas que producen (p. ej. Richardson y Reynolds, 2000; Carrivick y Tweed, 2016). Como consecuencia del retroceso y adelgazamiento general de los glaciares desde la PEH, el número y el volumen de agua de los lagos proglaciales han aumentado en muchas regiones de alta montaña del mundo, lo que ha incrementado la probabilidad de que se produzcan estos fenómenos (p. ej. Nie *et al.*, 2017; Buckel *et al.*, 2018; Wilson *et al.*, 2018, Shukla *et al.*, 2018; Masiokas *et al.*, 2020; Wood *et al.*, 2021). En los Andes Fueguinos no existen antecedentes que reporten la ocurrencia de este tipo de eventos en el pasado reciente. La identificación de lagunas contenidas por morenas PEH en la zona de estudio permitirá monitorear su evolución y considerar la peligrosidad que implican respecto a la ocurrencia de este tipo de eventos.

# Capítulo VI

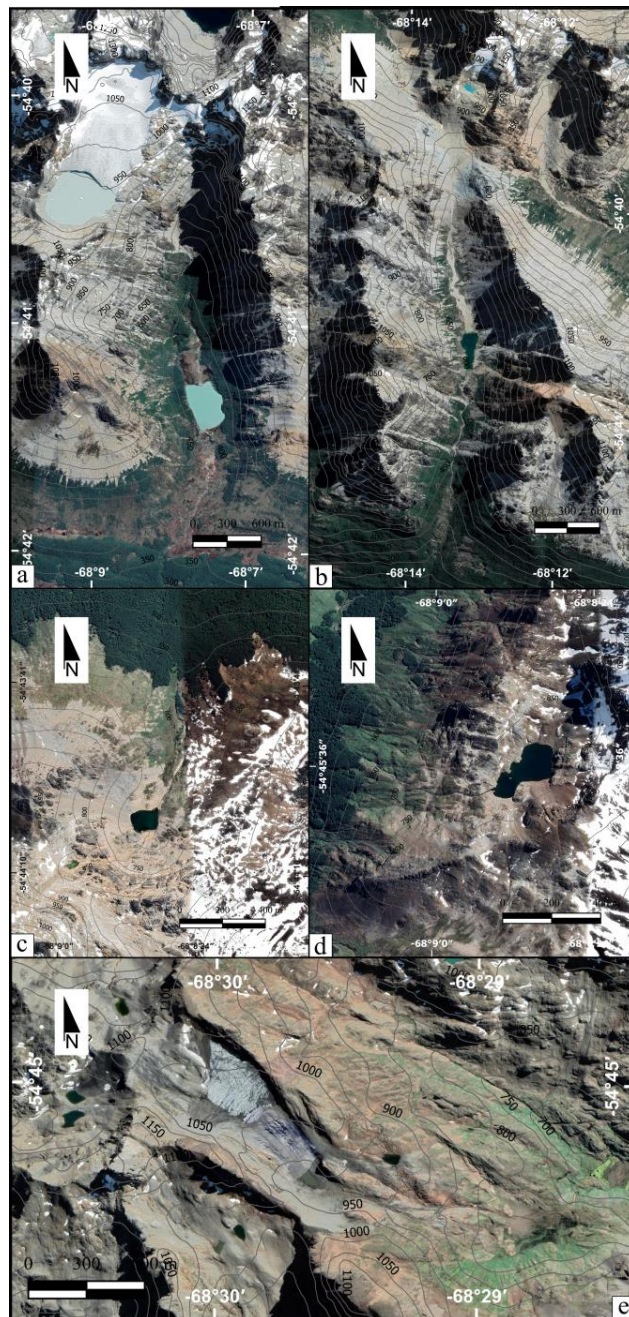
## Mapeo y análisis geomorfológico de valles y circos



## RESULTADOS

### VI Mapeo y análisis geomorfológico de sitios seleccionados

Con el fin de realizar una comparación geomorfológica de cuencas lacustres orientadas hacia diferentes puntos cardinales, se realizó el mapeo geomorfológico de los siguientes sitios: circos y valles de la laguna Esmeralda y Ceniza, de orientación hacia el sur; el circo y valle de la laguna Turquesa, orientado hacia el norte; el circo de la laguna Cinco Hermanos, orientado hacia el SO; y el circo del glaciar Chato, de orientación hacia el SE. A su vez, se obtuvo la batimetría de las lagunas Esmeralda y Turquesa.



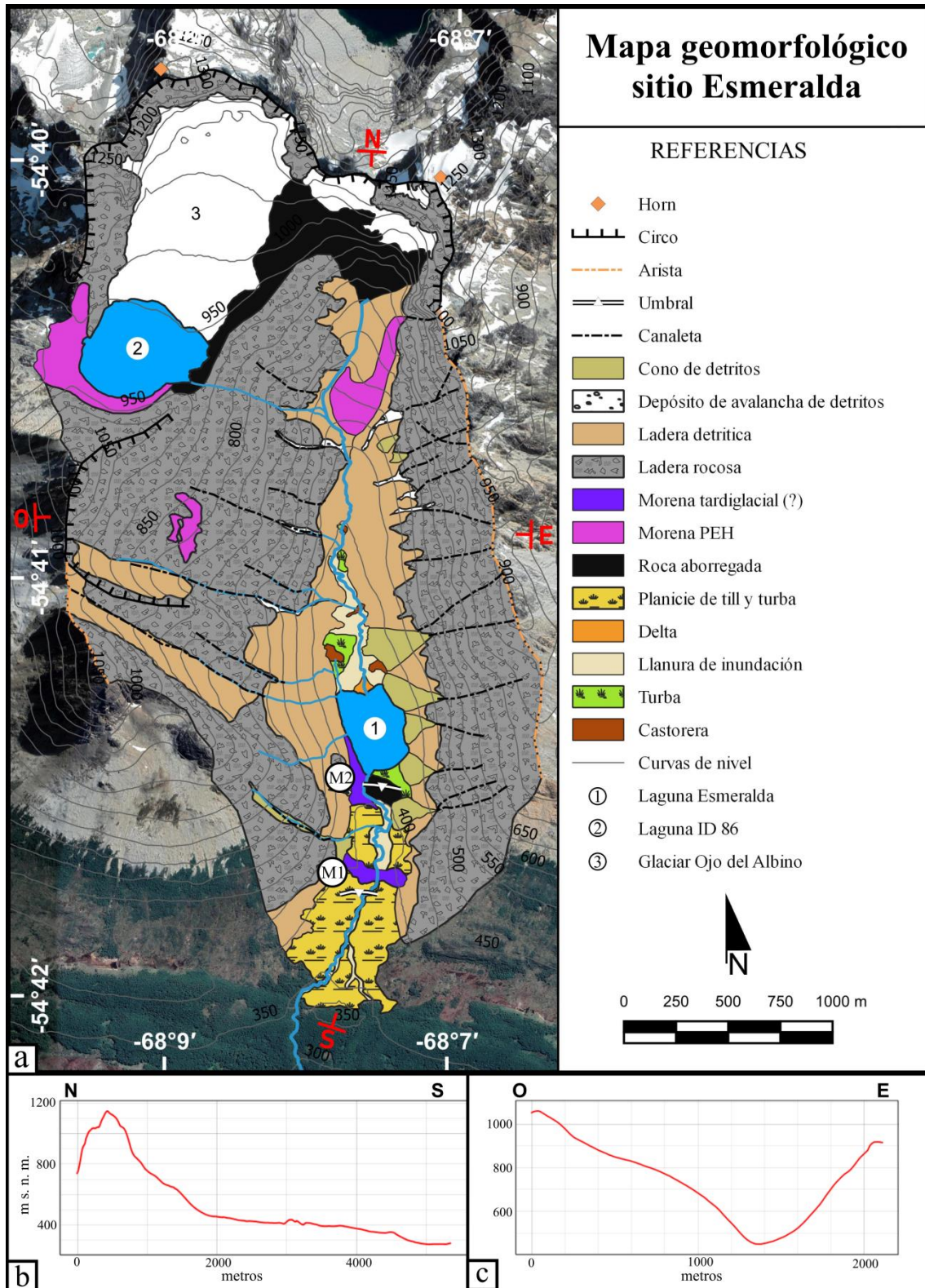
**Figura VI.1:** Valles y circos con diferentes orientaciones seleccionados para la realización de mapeo geomorfológico. (a) Sitio Esmeralda; (b) Sitio Ceniza; (c) Sitio Turquesa; (d) Sitio Cinco Hermanos; (e) Sitio glaciar Chato.

A continuación se presenta una descripción general de cada uno de los sitios seleccionados junto a su correspondiente mapa geomorfológico y batimétrico, y la descripción de cada una de las diferentes unidades geomorfológicas identificadas.

## **VI.1 Sitio Esmeralda**

### *VI.1.1 Descripción general*

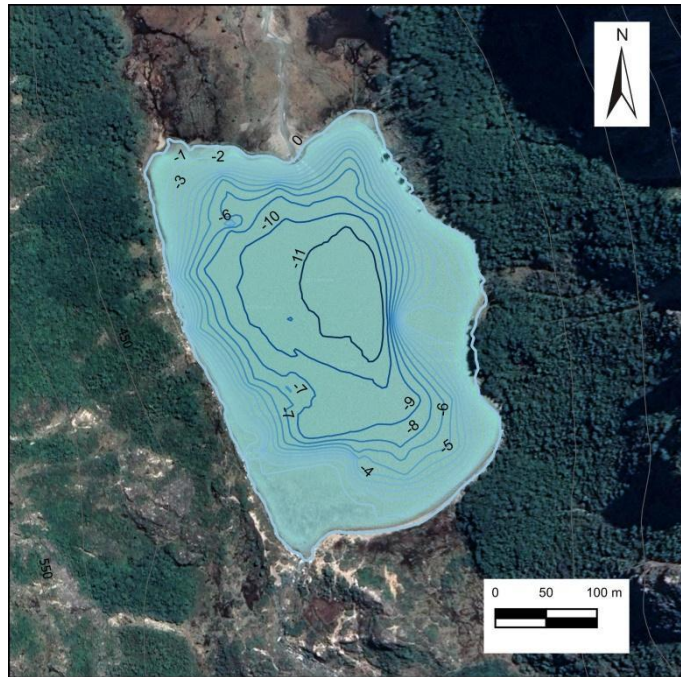
El valle donde se ubica la laguna Esmeralda se encuentra en la sierra de Alvear (Figs. II.2 y 3). Corresponde a un valle colgante de origen glacial, extendido de norte a sur y orientado hacia el sur. En éste se reconocen geformas de origen glacial, periglacial, fluvial, coluvial y de remoción en masa (Fig. VI.2.a). El valle se desarrolla entre 1.320 y 340 m s. n. m. y su piso tiene una longitud de 2.600 m. Su perfil longitudinal muestra la presencia de tres umbrales (Fig. VI.2.b). El primero corresponde a la transición del circo en la cabecera hacia la parte inferior del valle. El segundo a la roca aborregada que endica parcialmente a la laguna Esmeralda. El tercero a la transición de este valle hacia el valle de Carbajal-Lasifashaj. Por otro lado, el perfil transversal del valle presenta la característica forma de U producto de la erosión glacial (Fig. VI.2.c). En la cabecera, en los circos, se alojan glaciaretos (remanentes del glaciar Esmeralda), el glaciar Ojo del Albino y una laguna proglacial. Las laderas principales del valle son cóncavas y presentan pendientes diferentes. La ladera con orientación hacia el este exhibe una pendiente promedio de 28°. En ésta, se reconoce un circo glacial de ladera de escaso desarrollo. Por otro lado, la ladera con orientación hacia el O tiene una pendiente promedio de 36°. Ambas laderas se encuentran tapizadas por bosque con ejemplares de *N. pumilio* y *N. betuloides* hasta, aproximadamente, 650 m s. n. m. Por encima de esa cota, hay escaso desarrollo de vegetación alpina. El fondo del valle se encuentra ocupado por depósitos fluviales y aluviales intercalados con turberas, y por la laguna Esmeralda (419 m s. n. m.) de 100.300 m<sup>2</sup> de superficie.



**Figura VI.2:** (a) Mapa geomorfológico y perfiles (b) longitudinal y (c) transversal del valle de la laguna Esmeralda. M1 morena tardiglacial (?) más antigua que M2. Proyección: WGS 84 / UTM Zona 19S.

### *VI.1.2 Batimetría de la laguna Esmeralda*

El relevamiento batimétrico de la laguna Esmeralda muestra que su profundidad máxima es de 11 m (Fig. VI.3). Esta zona de mayor profundidad se encuentra en la parte central de la laguna. La batimetría presenta concordancia y continuidad de las geoformas de superficie hacia el interior de la laguna. Por un lado, en el margen norte se observa la continuidad del delta y el quiebre de pendiente de su frente. Por el oeste, el margen lagunar es rectilíneo y la pendiente hacia el fondo es uniforme, en concordancia con la ladera detrítica occidental. Hacia el SO, en la zona del vértice donde nace el río Esmeralda y al pie de la morena tardiglacial, se observa una superficie subácuea horizontal. Por último, sobre el margen este de la laguna se observa el desarrollo en profundidad de una superficie irregular posiblemente como consecuencia de la continuidad de los conos de detritos dentro del cuerpo de agua.



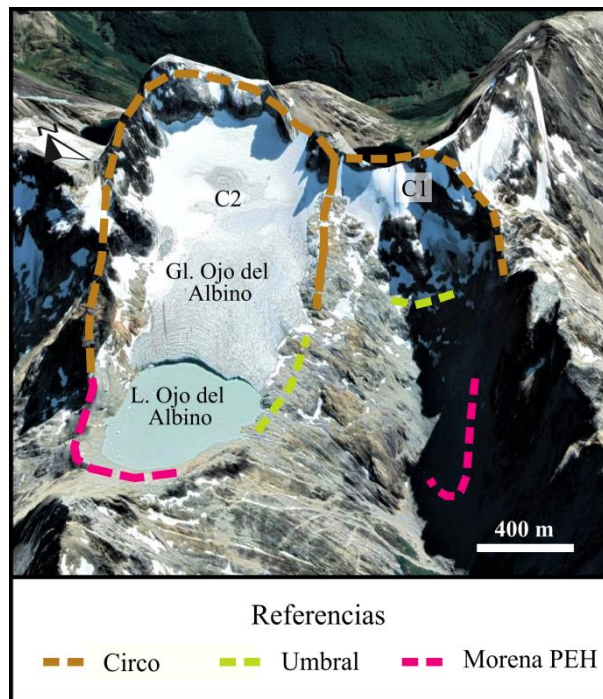
**Figura VI.3:** Mapa batimétrico de la laguna Esmeralda.

### *VI.1.3 Geoformas del sitio Esmeralda*

#### *VI.1.3.1 Circos*

La cabecera del valle de la laguna Esmeralda presenta un circo de forma circular que se encuentra subdividido en los circos C1 y C2, ambos separados por un umbral rocoso (Fig. VI.4). En línea recta al valle, se desarrolla el pequeño circo C1 (0,36 km<sup>2</sup>) de laderas rocosas empinadas, con presencia de rocas aborregadas y sin un piso definido. En este circo se alojan glaciaretos que, hace algunas décadas, conformaban el glaciar Esmeralda (observado en foto aérea del año 1988). Hacia el NO se encuentra el

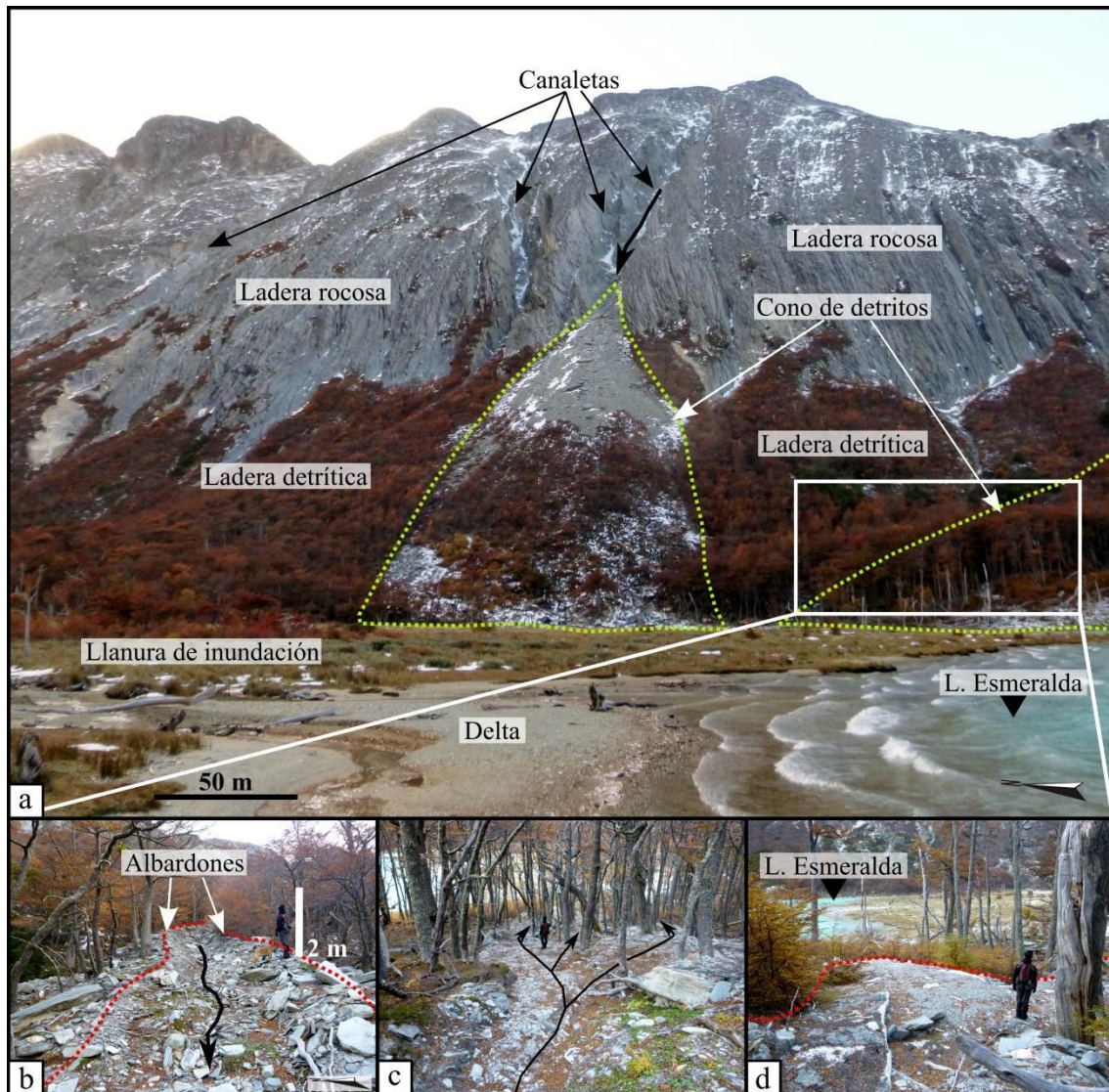
extenso circo C2 (1,36 km<sup>2</sup>) de laderas rocosas con pendiente promedio de 62°. Este circo aloja al glaciar Ojo del Albino y a una laguna proglacial (ID 86), endicada por una morena PEH sobre el margen O y por roca aborregada sobre el margen E. El agua de esta laguna escurre ladera abajo hacia el arroyo principal que desemboca en la laguna Esmeralda. Sobre la ladera O del valle se observa un circo de ladera que habría alojado un glaciar durante la PEH (Rico Lozano, 2009).



**Figura VI.4:** Geoformas en la cabecera del valle del sitio Esmeralda. Imagen oblicua tomada de Google Earth.

#### *VI.1.3.2 Conos de detritos*

Se reconocen al menos siete conos de detritos en la ladera este del valle y dos en la ladera O (Fig. VI.5). Tienen una longitud promedio de 245 m, desde el ápice al pie del cono, un ancho promedio de 153 m en la zona del pie, y un alto promedio de 94 m. Se reconoce sedimentación activa por caída de bloques, avalanchas de detritos y flujos de detritos, estos últimos han desarrollado canales y albardones sobre la superficie de uno de los conos (Fig. VI.5.b a d). Los clastos comprenden tamaños desde arena y grava fina hasta bloques que alcanzan los 2 m de longitud. Estos detritos provienen de rocas de la Fm. Lemaire. En el fondo del valle, los frentes de los conos se distribuyen entre 430 y 390 m s. n. m. El margen este de la laguna Esmeralda es alcanzado por tres conos, cuyos frentes se encuentran sumergidos (Fig. VI.3). Los conos de detritos en este sitio presentan un avanzado desarrollo de vegetación el cual incluye bosques con árboles que alcanzan decenas de metros de altura.



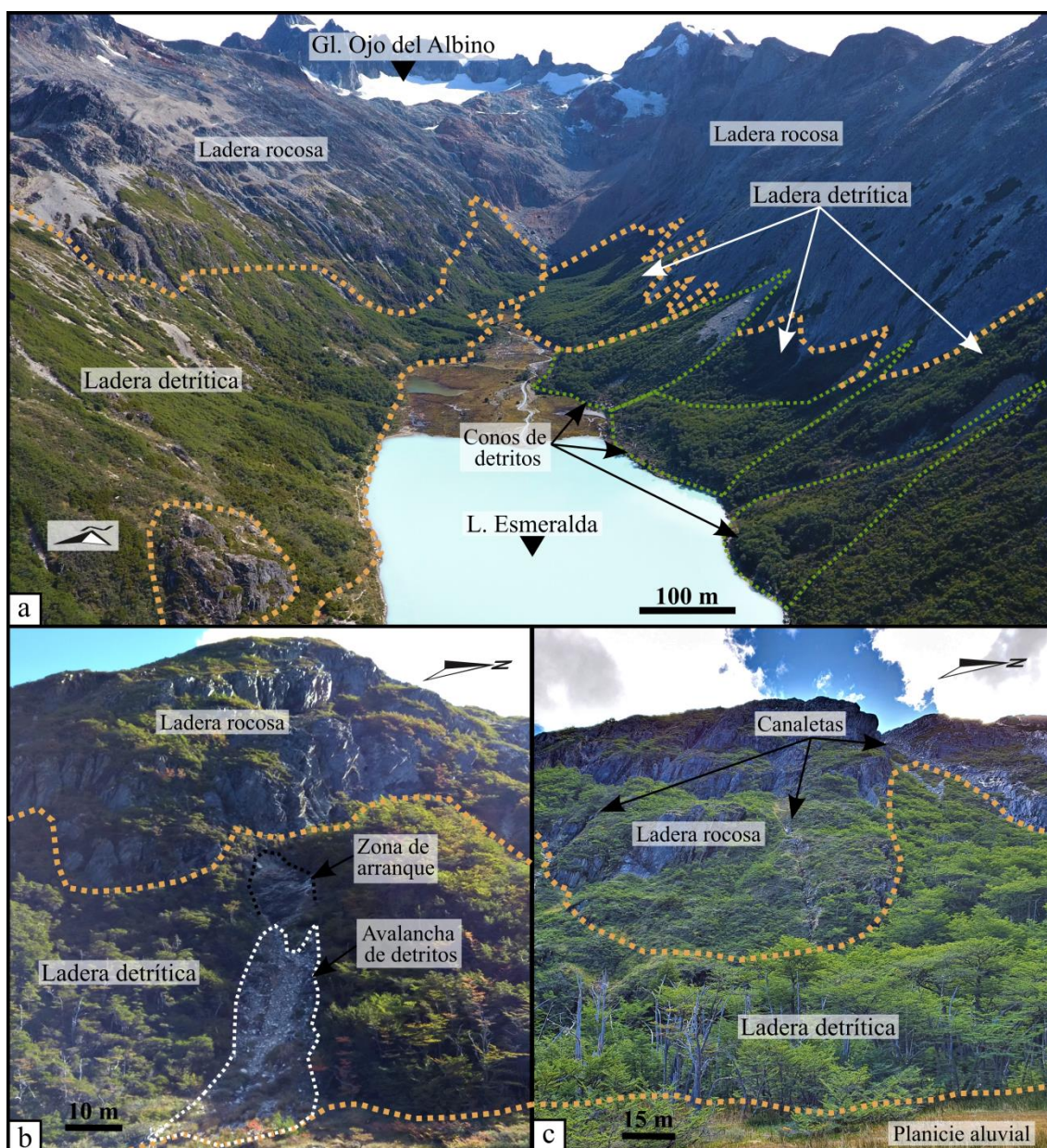
**Figura VI.5:** Conos de detritos. (a) Ladera este del valle donde se ubica la laguna Esmeralda; (b), (c) y (d) evidencias de un flujo de detritos donde se reconocen: (b) canal y albardones que se desarrollan en la zona de transporte y detritos de hasta 2 m de longitud; (c) desconfinamiento del flujo entre el bosque; (d) depositación del lóbulo conformado por clastos del tamaño guijarro.

### VI.1.3.3 Delta

Se desarrolla un delta contiguo a la llanura de inundación, que prograda hacia el interior de la laguna Esmeralda sobre su margen norte (Figs. VI.2 y 5.a). Este delta presenta una superficie de 4.800 m<sup>2</sup>. Está conformado por arena y clastos de grava de hasta 20 cm de diámetro. Presenta un canal principal activo y canales efímeros, de menor jerarquía con un patrón distributivo. En las zonas distales al canal principal se observa desarrollo de vegetación.

#### VI.1.3.4 Ladera detrítica

En el sitio Esmeralda se desarrollan laderas detríticas de forma prácticamente continua a lo largo de ambas laderas del valle, formadas a partir de la coalescencia de conos de detritos (Fig. VI.6). Se extienden desde una altitud de 650 m s. n. m. hasta el fondo del valle, con la excepción de dos sectores de la ladera oeste, donde alcanzan los 1.000 m s. n. m. La ladera detrítica O presenta una pendiente promedio de  $28^\circ$  y la ladera E de  $26^\circ$ . Ambas laderas se intercalan con conos y lenguas de detritos y se reconoce la ocurrencia de avalanchas de detritos. Los sectores que se encuentran por debajo de los 650 m s. n. m. presentan cobertura vegetal total con desarrollo de bosque.



**Figura VI.6:** Geomorfos en las laderas del sitio Esmeralda. (a) Vista panorámica del valle. (b) Sector de la adera oeste con desarrollo de avalancha de detritos pendiente abajo de una ladera rocosa. (c) Sector de la ladera oeste con canaletas en ladera rocosa y desarrollo de ladera detrítica en la parte inferior de la ladera.

#### *VI.1.3.5 Ladera rocosa y afloramientos esculpidos por el hielo*

En este sitio las laderas conformadas por afloramientos rocosos se desarrollan en las laderas N y S del circo y en las laderas E y O del valle (Fig. VI.6). Las rocas aflorantes corresponden a la Formación Lemaire, integrada por una alternancia de pizarras, filitas, facies ígneas, volcánicas y volcánicas, tanto riolíticas como basálticas (González Guillot, 2017). El sector de cabecera del circo (laderas N) presenta principalmente laderas rocosas con superficies irregulares. En la ladera S del circo y en la ladera O del valle esta unidad se desarrolla entre las cotas de 1.110 y 400 m s. n. m., alternando con otras unidades como morena PEH, laderas detríticas y conos de detritos. La ladera rocosa O del valle presenta una pendiente promedio de 25°, aunque cuenta con sectores de hasta 60°, y posee numerosas canaletas por las que se encauzan avalanchas de detritos (Figs. VI.6.b y c). En esta ladera, aguas arriba de las morenas PEH, los afloramientos rocosos se encuentran pulidos y presentan estrías. Por otro lado, la ladera rocosa E del valle se extiende entre 1.100 y 400 m s. n. m. y presenta una pendiente promedio de 42°. Las canaletas de esta ladera tienen mayor extensión en longitud y ancho y parecen desarrollarse aprovechando los planos de estratificación de la Fm. Lemaire. A través de las canaletas de ambas laderas se movilizan detritos que hacia el pie de la ladera conforman los conos de detritos (Fig. VI.5.a). Pendiente abajo de las laderas rocosas O y E se desarrollan las laderas detríticas.

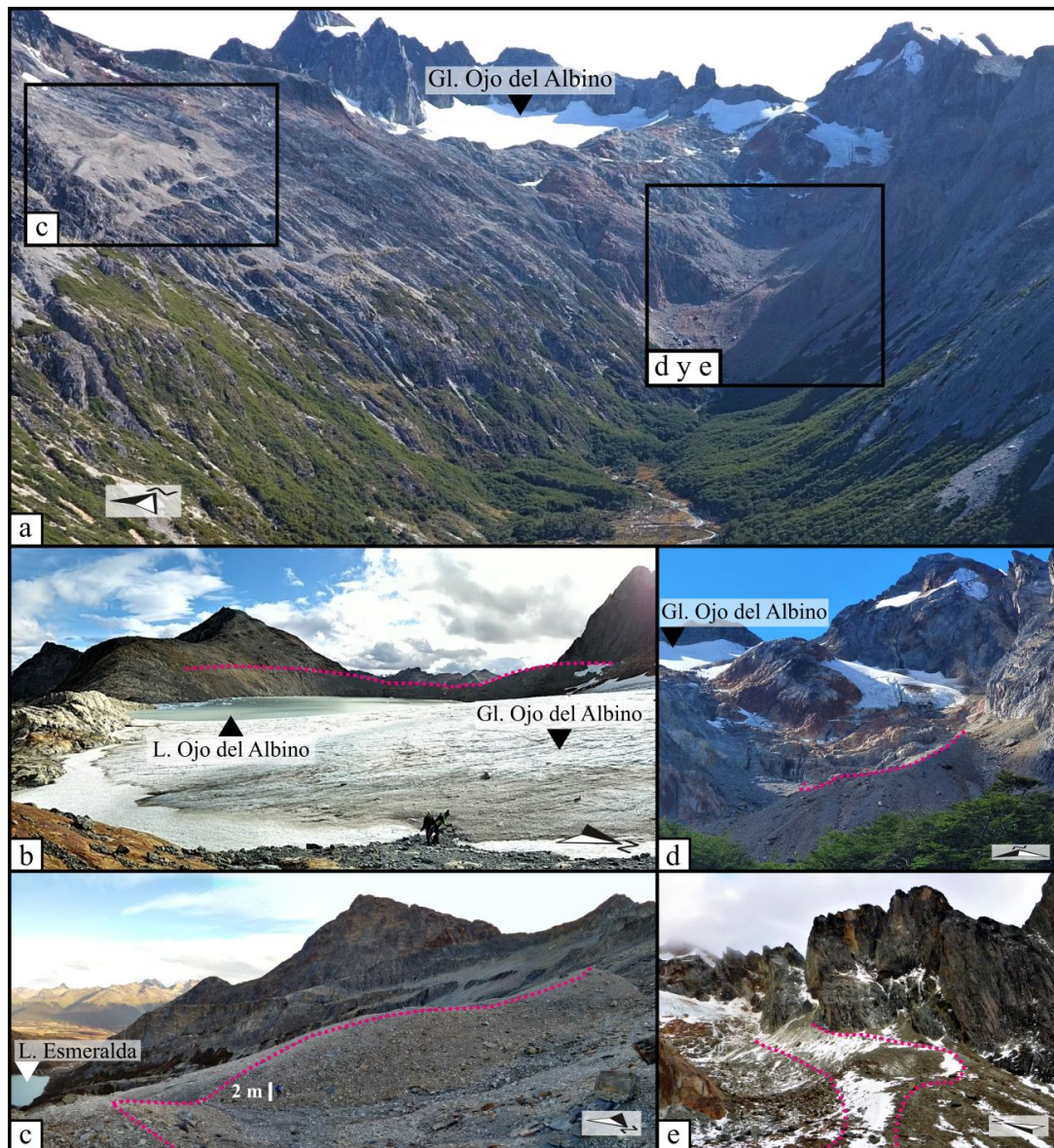
#### *VI.1.3.6 Morenas tardiglaciales (?)*

En el valle de la laguna Esmeralda, a una altitud de 395 m s. n. m., se reconoce un montículo de till (M1) de 5 m de altura y 300 m de extensión, perpendicular al fondo del valle (Fig. VI.2). Este montículo se encuentra cubierto de vegetación entre la que se distinguen ejemplares de *Nothofagus* de al menos 3 m de altura. Por otro lado, aguas arriba, a una altitud de 415 m s. n. m., se encuentra otro montículo (M2) de 10 m de altura y 400 m de extensión subparalela al valle. Corresponde a una morena que se encuentra en contacto con una roca aborregada, ambas geoformas endican a la laguna Esmeralda. Según Menounos *et al.* (2013) esta morena tiene una edad correspondiente al Pleistoceno Tardío y, por lo tanto, la morena M1 tendría un origen más antiguo.

#### *VI.1.3.7 Morenas PEH*

Se reconocen morenas PEH en tres ubicaciones diferentes (Fig. VI.7) (Rico Lozano, 2009 y Menounos *et al.*, 2013). La primera corresponde al sector SO del circo

C2, allí la morena se encuentra a una altitud media de 930 m s. n. m., presenta una altura de 44 m, una longitud de 1.050 m y endica a la laguna proglacial (Fig. VI.7.b). Otras morenas se ubican aguas abajo del circo C1, a una altitud de entre 560 y 820 m s. n. m. (Fig. VI.7.d y e). Allí se reconoce una morena con cresta bien definida de 50 m de altura en su frente y 480 m de longitud. Aguas arriba de esta última, se distingue otra cresta de menor altura que correspondería a un segundo pulso de la PEH. Estas morenas se mezclan con los depósitos de ladera detrítica. El tercer conjunto de morenas se encuentran en el circo de la ladera O del valle (Fig. VI.7.c). Allí, a una altitud entre 800 y 865 m s. n. m., se reconocen dos crestas morénicas PEH de 10 m de altura cada una y longitudes de 350 m en la inferior y 150 m en la superior. Estas morenas se encuentran en contacto con la ladera rocosa.



**Figura VI.7:** (a) Valle de la laguna Esmeralda. (b) Morena PEH del circo C2. (c) Morena PEH del circo de ladera. (d) y (e) Morena PEH del circo C1, en (e) se diferencian dos crestas.

*VI.1.3.8 Llanura de inundación:*

En el valle de la laguna Esmeralda se reconocen dos sectores con desarrollo de llanuras de inundación. El primero se ubica entre los 440 y 415 m s. n. m., aguas arriba de la laguna (Figs. VI.5.a y VI.6.a). Tiene una extensión de 670 m y un ancho máximo de 230 m. En los márgenes del curso fluvial principal hay desarrollo de albardones. Esta llanura de inundación se encuentra vegetada y, a su vez, en diferentes sectores presenta desarrollo de turberas. Además, sobre la llanura de inundación se identifican diques y zonas inundadas correspondientes a castoreras, algunas activas. Esta llanura limita con un delta que progresa hacia el interior de la laguna Esmeralda. El segundo sector se ubica aguas abajo de la roca aborregada que endica a la laguna. Aquí la llanura se extiende entre los 400 y 340 m s. n. m., tiene una longitud de 1140 m y un ancho máximo de 110 m. Los márgenes de la llanura se asocian con la planicie de till.

*VI.1.3.9 Planicie de till:*

Una planicie de till de 280.900 m<sup>2</sup> se desarrolla aguas abajo de la roca aborregada y la morena que endican a la laguna Esmeralda. Presenta diferentes sectores con importante desarrollo de turberas. Además, sobre esta planicie se encuentra la morena de posible edad Tardiglacial. El arroyo Esmeralda, el cual nace en la laguna homónima, erosiona verticalmente a la planicie y, a su vez, desarrolla sobre su superficie una llanura de inundación. Esta planicie de till se asocia a un retroceso glacial antiguo.

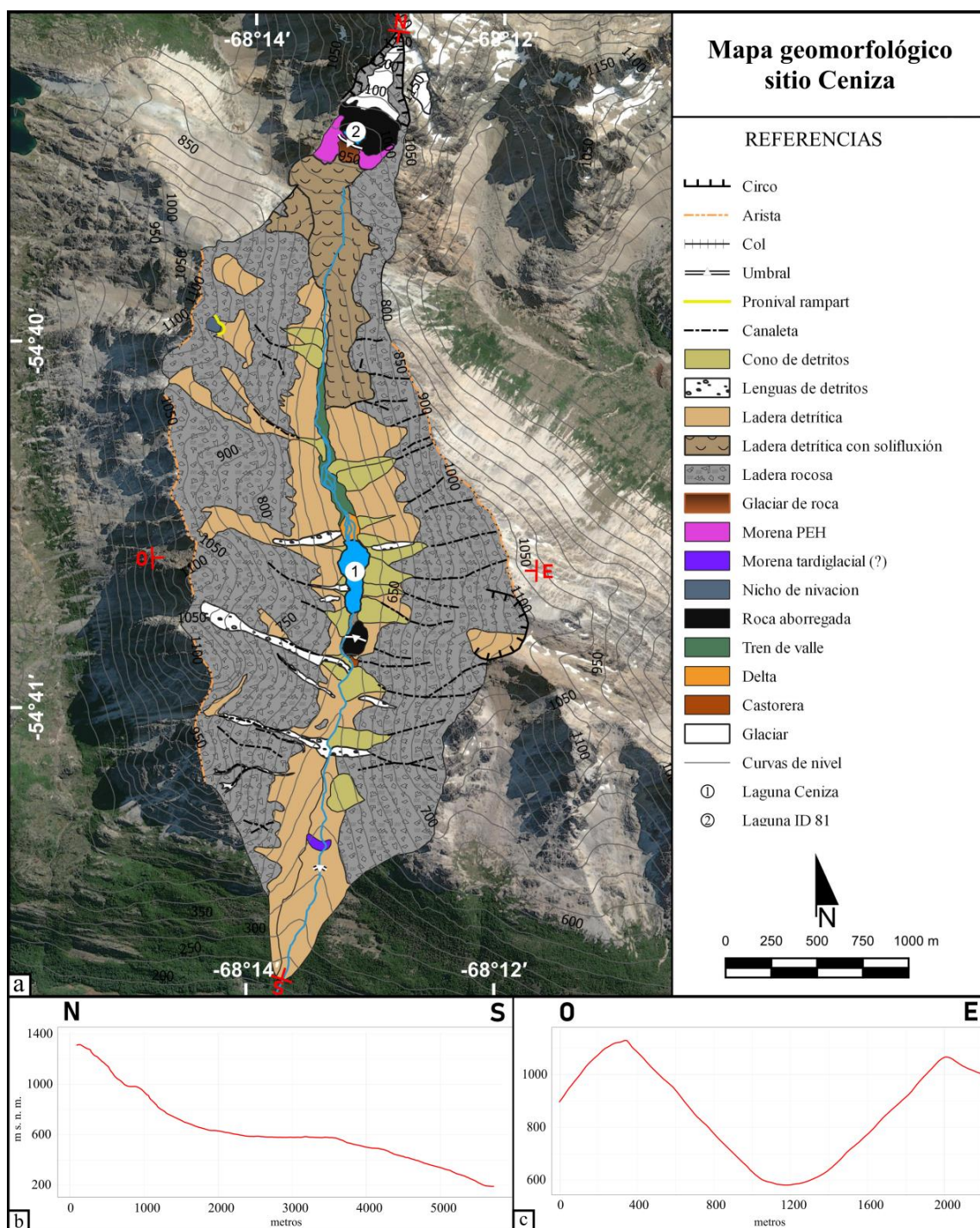
*VI.1.3.10 Rocas aborregadas:*

En el sitio Esmeralda se reconoce una superficie extensa de roca aborregada en la zona del umbral del circo C2 y en el circo C1. Por otro lado, junto al margen sur de la laguna y en contacto con la morena del Tardiglacial se encuentra una roca aborregada de 18.000 m<sup>2</sup> de superficie y de 10 m de altura. Sobre la cara de *stoss side* presenta estrías y surcos con una orientación de 182° N. Pendiente abajo, sobre el fondo del valle, se reconocen algunos ejemplares de rocas aborregadas de menores dimensiones que la descrita anteriormente. Todas estas rocas aborregadas se encuentran labradas en rocas de la Fm. Lemaire.

## **VI.2 Sitio Ceniza**

### *VI.2.1 Descripción general*

El valle donde se ubica la laguna Ceniza se encuentra en la sierra de Alvear Figs. (II.2 y II.3). Corresponde a un valle colgante de origen glacial que se extiende longitudinalmente de norte a sur. En éste se reconocen geformas de origen glacial, periglacial, glacifluvial, coluvial y de remoción en masa (Fig. VI.8.a). Se desarrolla entre 1.310 y 200 m s. n. m y su piso tiene una longitud de 3.700 m. Su perfil longitudinal muestra la presencia de tres umbrales (Fig. VI.8.b). El primero corresponde a la transición del circo en la cabecera hacia la parte inferior del valle. El segundo es una roca aborregada que se encuentra aguas abajo del margen sur de la laguna Ceniza. El tercer umbral corresponde a la transición hacia el valle de Carbajal-Lasifashaj. El perfil transversal presenta forma de U producto de la erosión glacial (Fig. VI.8.c). El circo glacial de la cabecera es estrecho, con forma triangular y ápice en la máxima altitud. En éste se desarrolla un pequeño glaciar sin nombre, de 45.300 m<sup>2</sup> de extensión. Las laderas principales de este valle se orientan hacia el E y el O, presentan forma cóncava y pendientes similares. La ladera O presenta una pendiente promedio de 32° y la ladera E de 37°. Ambas se encuentran tapizadas por bosque con ejemplares de *N. pumilio* y *N. betuloides* hasta aproximadamente 550 m s. n. m. Por encima de esa altitud se desarrolla bosque achaparrado (*krummholz*) y especies correspondientes a la vegetación alpina (II.2.4.1 Zona de Cordillera). La laguna Ceniza, se ubica a una altitud de 584 m s. n. m., presenta una superficie de 42.250 m<sup>2</sup> y una profundidad máxima aproximada de 7 m. En el valle, a 800 m s. n. m. por el este, y 850 m s. n. m. por el oeste, hay dos coles, o superficies de transfluencia glacial, que lo conectan con el valle de Beban (este) y el valle que finaliza en Bahía Torito hacia el NO. Esta zona es popularmente conocida como “Paso Beban” y comprende un paso desde el valle de Carbajal-Lasifashaj (al sur) hacia el lago Fagnano (al norte).



**Figura VI.8:** (a) Mapa geomorfológico y perfiles (b) longitudinal y (c) transversal del valle de la laguna Ceniza. Proyección: WGS 84 / UTM Zona 19S.

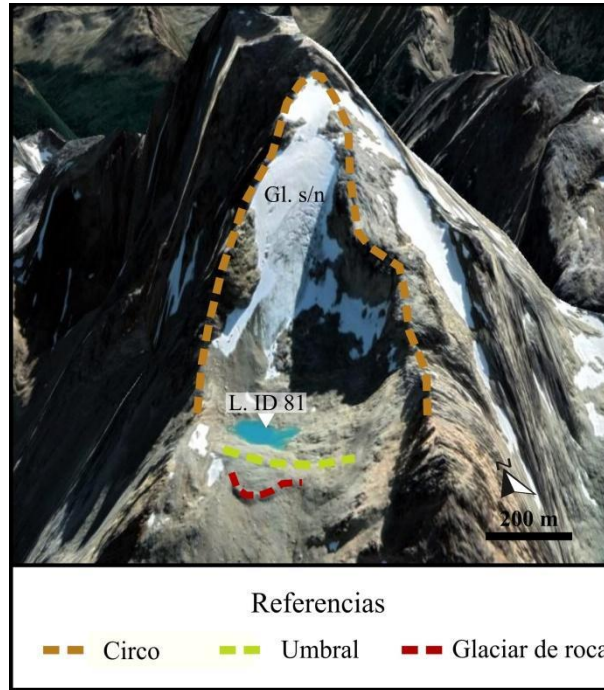
## VI.2.2 Geoformas del sitio Ceniza

### VI.2.2.1 Circos

En la cabecera del valle se desarrolla un circo de forma triangular y extensión reducida (0,18 km<sup>2</sup>) (Fig. VI.9). En éste se aloja un pequeño glaciar sin nombre y, en el

piso, una laguna proglacial (ID 81). Esta laguna se encuentra endicada por una morena que se asigna a la PEH y por un glaciar de roca.

Sobre la ladera oriental se reconoce un circo pequeño (0,13 km<sup>2</sup>) con orientación hacia el oeste. El agua que escurre desde este circo ingresa a la laguna por su margen SO.

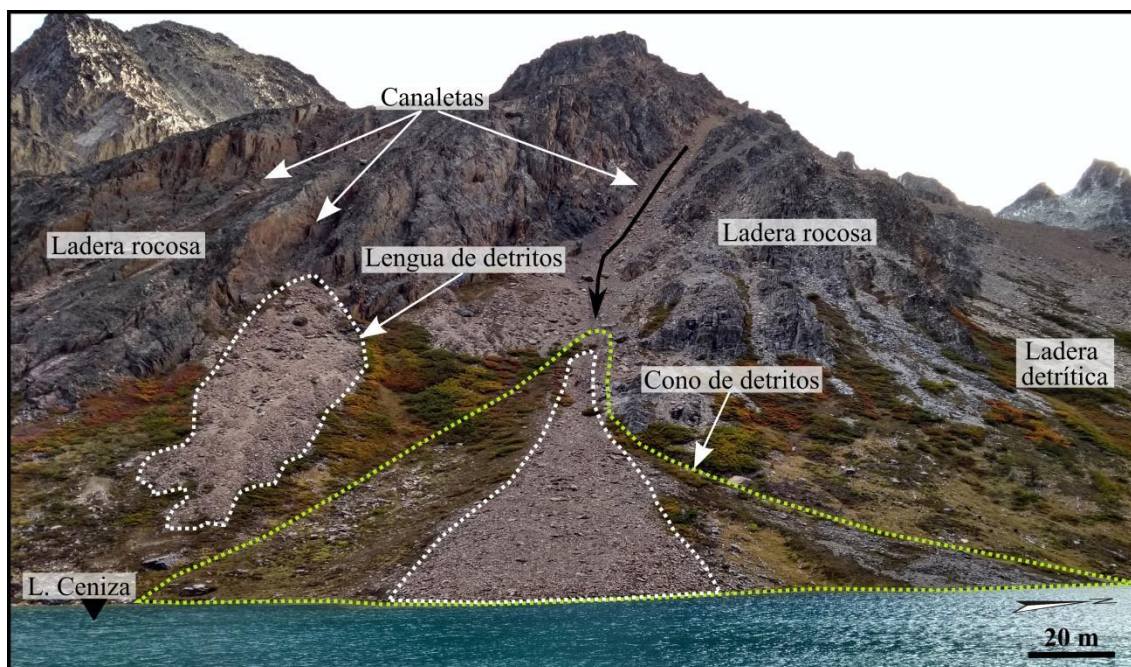


**Figura VI.9:** Geoformas en la cabecera del valle del sitio Ceniza. Imagen tomada de Google Earth.

#### *VI.2.2.2 Conos de detritos*

Los conos de detritos son numerosos y presentan mayor desarrollo sobre la ladera este del valle (Fig. VI.10). Se reconocen, al menos, doce conos en la ladera este, y seis en la ladera oeste. Tienen una longitud promedio de 285 m, desde el ápice al pie del cono, un ancho promedio de 141 m en la zona del pie y una altura promedio de 124 m. En todos se observa sedimentación activa generada por caída de bloques, flujos de detritos y avalanchas de detritos. A su vez, los conos se caracterizan por presentar lenguas de detritos sobre su superficie, principalmente en la zona media. Los sedimentos de los conos de detritos ubicados aguas arriba de la laguna Ceniza progradan sobre el tren de valle (planicie glacifluvial) y el delta. Algunos ejemplares se sumergen en los márgenes E, principalmente, y O de la laguna. Estos conos no presentan o presentan escasa cobertura vegetal en el sector inferior. Aguas abajo de la laguna conos de detritos de laderas opuestas se extienden hasta el fondo del valle y coalescen entre sí, de manera que, son disectados por el curso fluvial que por allí

escurre. Estos últimos se encuentran prácticamente cubiertos de bosque. Los sedimentos de los conos de detritos que se desarrollan a lo largo de este sitio provienen de rocas de la Fm. Lemaire.



**Figura VI.10:** Conos de detritos en la ladera O del valle donde se ubica la laguna Ceniza.

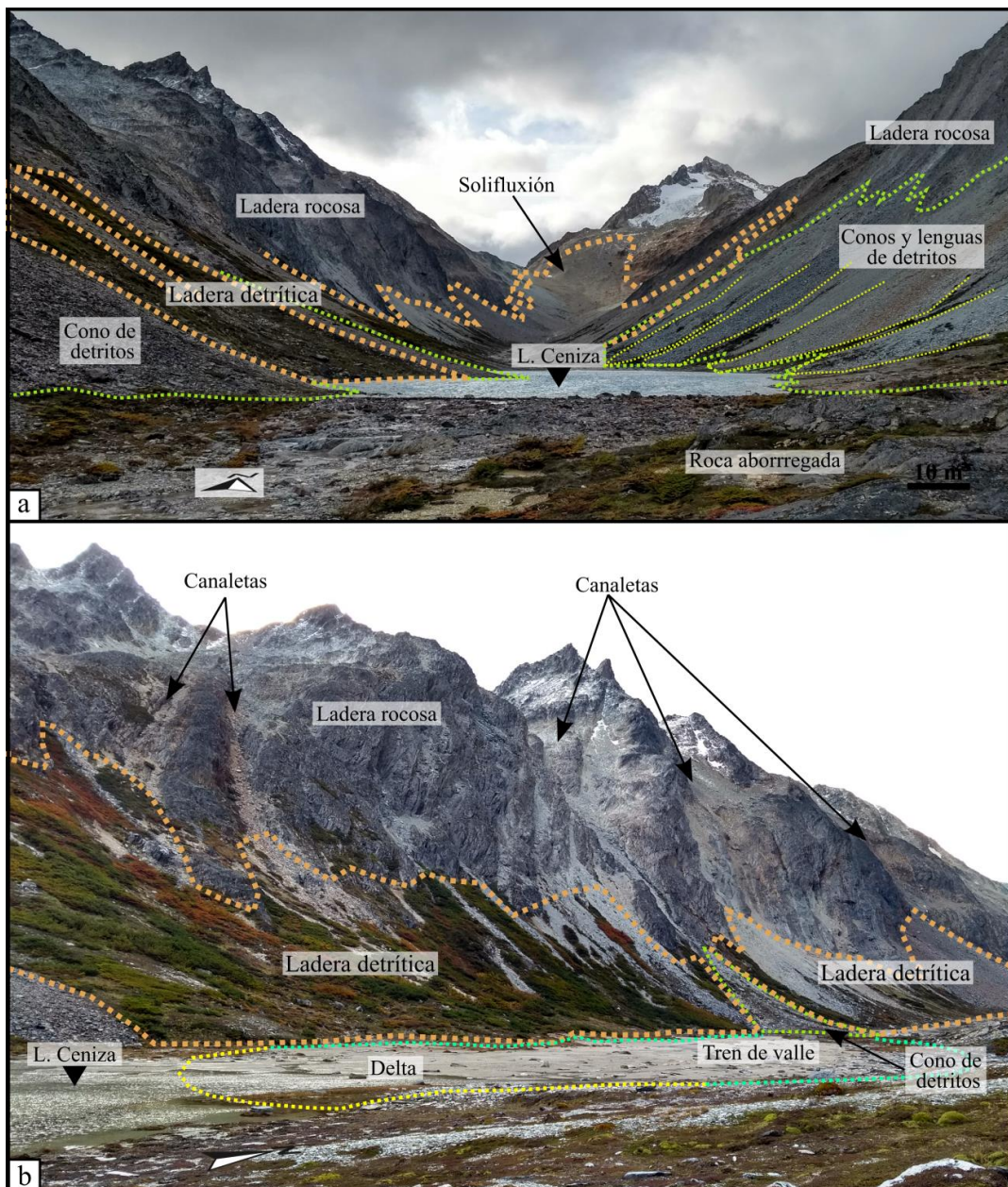
#### *VI.2.2.3 Glaciar de roca*

En la cabecera del valle, entre 970 y 959 m s. n. m., se desarrolla un glaciar de roca de 10.600 m<sup>2</sup> de superficie (Fig. VI.12). Comprende un montículo de bloques de roca y sedimentos. La superficie es relativamente uniforme, se observa desarrollo de surcos perpendiculares a la pendiente de 1,5 m de profundidad, y su frente presenta una pendiente de 39°. Este glaciar de roca se encuentra en contacto con la morena asignada a la PEH.

#### *VI.2.2.4 Ladera detrítica y ladera detrítica con soliflucción*

El valle de la laguna Ceniza presenta laderas detríticas con y sin desarrollo de soliflucción, tanto al O como al este, así como en la ladera con orientación sur ubicada pendiente abajo de la morena asignada a la PEH (Fig. VI.11). Las laderas detríticas con soliflucción se extienden entre los 950 y 600 m s. n. m., con orientaciones hacia el sur, este y oeste, y una pendiente promedio de 32°. En éstas se identifican numerosos lóbulos de soliflucción. Sobre la vertiente O del valle se desarrolla ladera detrítica de manera prácticamente continua, entre las cotas de 700 y 600 m s. n. m., hacia el fondo del valle. La pendiente promedio es de 34°. A su vez, esta vertiente, presenta sectores de

ladera detrítica por encima de los 700 m s. n. m., que corresponden a acumulaciones de gelifractos relativamente extensas en la ladera rocosa. Por otro lado, sobre el sector E del valle, la ladera detrítica se extiende desde una altitud media de 750 m s. n. m. hacia el fondo del valle y presenta una pendiente promedio de  $29^\circ$ . Además, se desarrolla una superficie detrítica en la ladera S del pequeño circo. Ambas laderas presentan interrupciones de conos y lenguas de detritos. Las laderas detríticas desarrolladas aguas arriba de la laguna Ceniza presentan escasa cobertura vegetal, los ejemplares de *Nothofagus* se desarrollan en forma de *krummholz*. Aquellas que se desarrollan aguas abajo de la laguna se encuentran cubiertas de bosque.



**Figura VI.11:** Laderas detrítica y rocosa en el sitio Ceniza. (a) Las laderas detríticas con soliflucción se desarrollan en el sector de cabecera del valle. (b) Las laderas rocosas presentan canaletas por donde se transportan sedimentos que dan lugar a la formación de laderas y conos de detritos.

#### *VI.2.2.5 Ladera rocosa y afloramientos esculpidos por el hielo*

Esta unidad geomorfológica se reconoce en la cabecera del circo y en ambas laderas del valle (Fig. VI.11). Las rocas aflorantes coinciden con las del sitio Esmeralda, corresponden a la Formación Lemaire (alternancia de pizarras, filitas, facies ígneas, volcánicas, riolíticas y basálticas; González Guillot, 2017). La ladera rocosa O del valle se extiende entre 1070 y 500 m s. n. m., y presenta una pendiente promedio de 32°. La ladera rocosa este se extiende entre 1090 y 400 m s. n. m. y presenta una pendiente de 38°. Ambas laderas presentan extensas y profundas canaletas (Fig. VI.11.b). Además, alternan con sectores de ladera detrítica, lenguas y conos de detritos. Pendiente abajo de esta unidad geomorfológica se desarrollan laderas detríticas.

#### *VI.2.2.6 Lenguas de detritos*

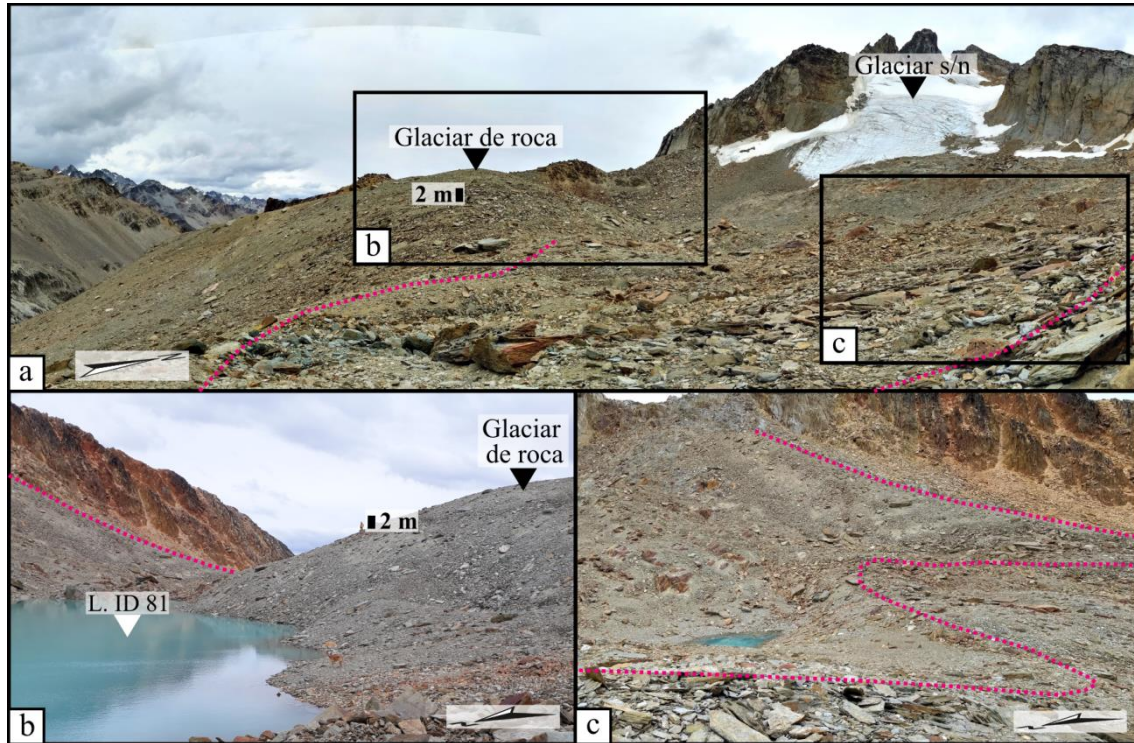
Estas geoformas se reconocen en las laderas del valle de la laguna Ceniza (Figs. VI.10 y VI.11). Corresponden a acumulaciones de detritos rocosos, formadas por erosión y depositación producida por avalanchas de nieve. Presentan una longitud media de 412 m, ancho medio de 50 m y la parte distal de las lenguas se extienden en el fondo del valle entre 470 y 580 m s. n. m. Comprenden una zona de aporte ubicada en la parte alta de las laderas, una zona de transferencia y una zona de depósito correspondiente a la lengua. El perfil longitudinal es cóncavo. Se componen de detritos angulares con tamaños que incluyen desde gravas hasta bloques de 2 m. La lengua se asocia espacialmente con las laderas detríticas que, a su vez, son retrabajadas por las avalanchas de nieve. Además, en algunos casos, las lenguas se encuentran superpuestas a conos de detritos (Fig. VI.10). Se reconocen ejemplares de estos depósitos pero de menores dimensiones que se extienden hasta los primeros metros por debajo del límite de bosque.

#### *VI.2.2.7 Morena tardiglacial (?)*

A una altitud de 380 m s. n. m. se identifica un montículo de till perpendicular al valle, de 5 m de altura y 160 m de longitud, el cual se asigna a una morena. Este montículo se encuentra vegetado por ejemplares de *Nothofagus* de, al menos, 3 metros de altura. Por su posición altitudinal, esta morena podría ser contemporánea a la morena M1 del valle de la laguna Esmeralda.

#### VI.2.2.8 Morenas PEH

En la zona del umbral del circo y a una altitud media de 980 m s. n. m., se reconoce una morena PEH de 40 m de altura máxima y 500 m de longitud (Fig. VI.12). Esta morena endica a la laguna proglacial (ID 81) y en su zona media se encuentra en contacto con un glaciar de roca (Fig. VI.12.b).



**Figura VI.12:** (a) Morena PEH en el circo del sitio Ceniza. (b) Laguna proglacial endicada por la morena y el glaciar de roca. (c) Detalle del lateral este de la cresta morénica.

#### VI.2.2.9 Nicho de nivación y pronival rampart

En la ladera con orientación E, sobre la unidad geomorfológica ladera rocosa y a 1050 m s. n. m., se reconoce un nicho de nivación de 5.200 m<sup>2</sup> de superficie con escasa cobertura nival. Pendiente abajo, a una altitud de 1000 m s. n. m., se desarrolla un pronival *rampart*, un cordón cóncavo hacia el O de 120 m de longitud.

#### VI.2.2.10 Tren de valle (valle de sandur)

Un tren de valle de 62.000 m<sup>2</sup> se desarrolla aguas arriba de la laguna (Fig. VI.11). Presenta una longitud de 1.100 m y un ancho máximo de 100 m, la pendiente es de 13° en la zona proximal, descendiendo a 6° en la zona distal. Se compone de clastos angulosos de grava gruesa hasta bloques de 30 cm de longitud provenientes de rocas de la Fm. Lemaire. Se ha desarrollado a partir del agua que descende de la zona de cabecera, cuyos aportantes son el glaciar descubierto, la laguna proglacial y el glaciar de

roca. El agua se infiltra entre los sedimentos y emerge a una cota de 760 m s. n. m., canalizándose pendiente abajo en un curso principal que luego adopta un diseño entrelazado. A su vez, en todo su trayecto recibe agua de cursos de menor jerarquía, y en general efímeros, que descienden por las laderas. En el sector distal limita con el delta que desemboca en la laguna Ceniza.

#### *VI.2.2.11 Delta*

Un delta de, aproximadamente, 0,02 km<sup>2</sup> de extensión se desarrolla de manera continua al tren de valle (Fig. VI.11.b). Se reconoce un diseño distributivo con desarrollo de barras longitudinales y, sobre la superficie de éstas, hay desarrollo de suelo estructurado poligonal. Este delta desemboca y prograda hacia el interior de la laguna Ceniza por su margen norte.

#### *VI.2.2.11 Rocas aborregadas*

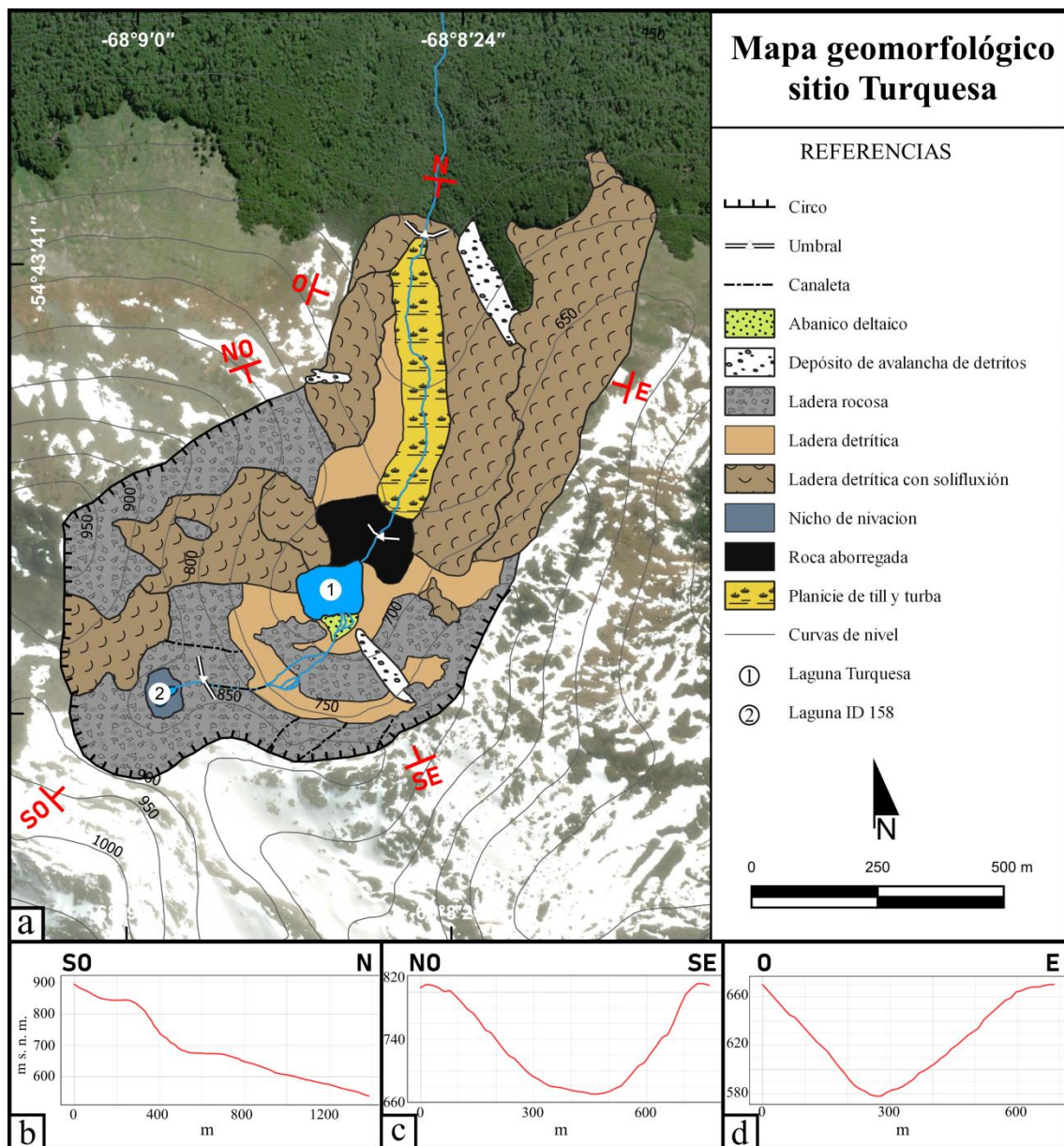
Una superficie de roca aborregada se reconoce en la ladera del circo donde el arranque es dominante. A su vez, se observa una roca aborregada junto al margen sur de la laguna. Ésta presenta un área de 17.700 m<sup>2</sup> y una altura de 12 m en la cara de arranque (*lee side*).

### **VI.3 Sitio Turquesa**

#### *VI.3.1 Descripción general*

El sitio Turquesa se ubica en la sierra de Sorondo (Figs. II.2 y 3). Comprende un circo glacial con un circo anidado y un valle colgante que se extienden de sur a norte y se orientan hacia el norte. En éstos se reconocen geoformas de origen glacial, periglacial, glacifluvial y de remoción en masa (Fig. VI.13.a). Este circo y valle se desarrollan entre 900 y 530 m s. n. m. Su perfil longitudinal muestra la presencia de tres umbrales (Fig. VI.13.b). El primero corresponde a un escalón a 850 m s. n. m. que existe entre el circo anidado y el cuerpo principal del circo. El segundo a la roca aborregada que endica a la laguna Turquesa, la cual se ubica en el piso del circo a 675 m s. n. m. El tercer umbral corresponde a la transición de este valle hacia el valle de Carbajal-Lasifashaj. Los perfiles transversales, tanto del circo como del valle, presentan forma de U (Figs. VI.13.c y d respectivamente). El piso del circo anidado contiene un pequeño cuerpo de agua de 860 m<sup>2</sup>. El agua proveniente de éste y de la fusión nival

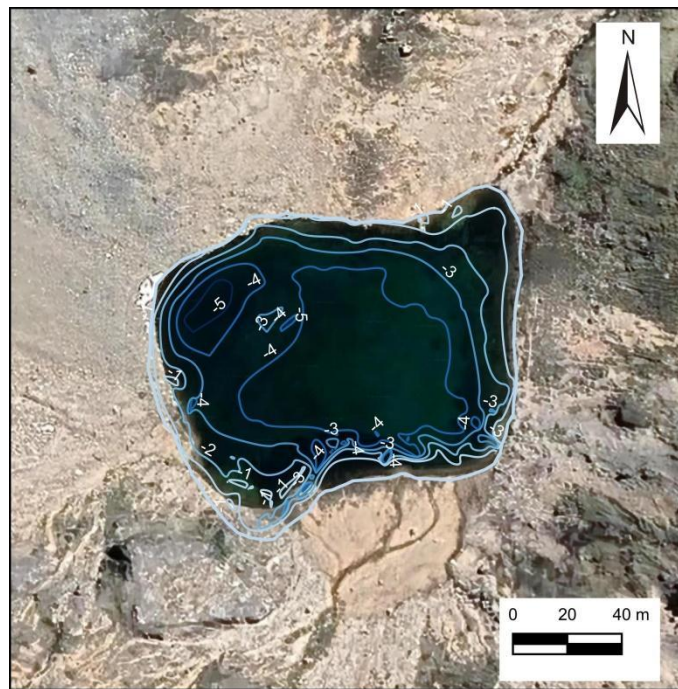
escurre hacia el circo principal y desemboca en la laguna Turquesa, de 12.000 m<sup>2</sup> de superficie. El valle glacial colgante tiene una longitud de 700 m y su piso se extiende entre 650 y 530 m s. n. m. Las laderas principales de este valle se orientan hacia el E-NE y el O-NO, presentan forma cóncava y convexa y sus pendientes promedio son de 28° y 21° respectivamente. En ambas laderas, el bosque de *N. pumilio* y *N. betuloides* se desarrolla en la parte más baja del valle hasta los 600 m s. n. m. Por encima de esa altitud y hasta los 750 m s. n. m., ambas laderas se encuentran tapizadas por vegetación Alpina. El fondo del valle se encuentra ocupado principalmente por una planicie de till disectada y retrabajada por el curso fluvial principal que por allí escurre. Además, se reconoce el desarrollo de pequeñas turberas sobre el margen O del curso fluvial.



**Figura VI.13:** (a) Mapa geomorfológico y perfiles (b) longitudinal y transversal del (c) circo y (d) valle de la laguna Turquesa. Proyección: WGS 84 / UTM Zona 19S.

### *VI.3.2 Batimetría de la laguna Turquesa*

La laguna Turquesa se ubica a una altitud de 675 m s. n. m. y tiene una profundidad máxima de 5,1 m (Fig. VI.14). Se reconocen dos subcuencas, una de 4,5 m de profundidad máxima, que se encuentra prácticamente en la parte central del área lagunar, y la otra de 5,1 m de profundidad máxima, que se encuentra cercana al margen O de la laguna. El relevamiento batimétrico muestra continuidad de las geoformas de superficie hacia el interior de la laguna. La ladera NO del circo se proyecta con la misma pendiente hacia el interior de la laguna hasta finalizar en el sector de máxima profundidad. En el margen SE se observa la continuidad del abanico deltaico y el quiebre de pendiente de su frente. Por último, hacia el margen NE la pendiente del fondo lagunar es suave, allí se encuentra el nacimiento del arroyo que escurre valle abajo.



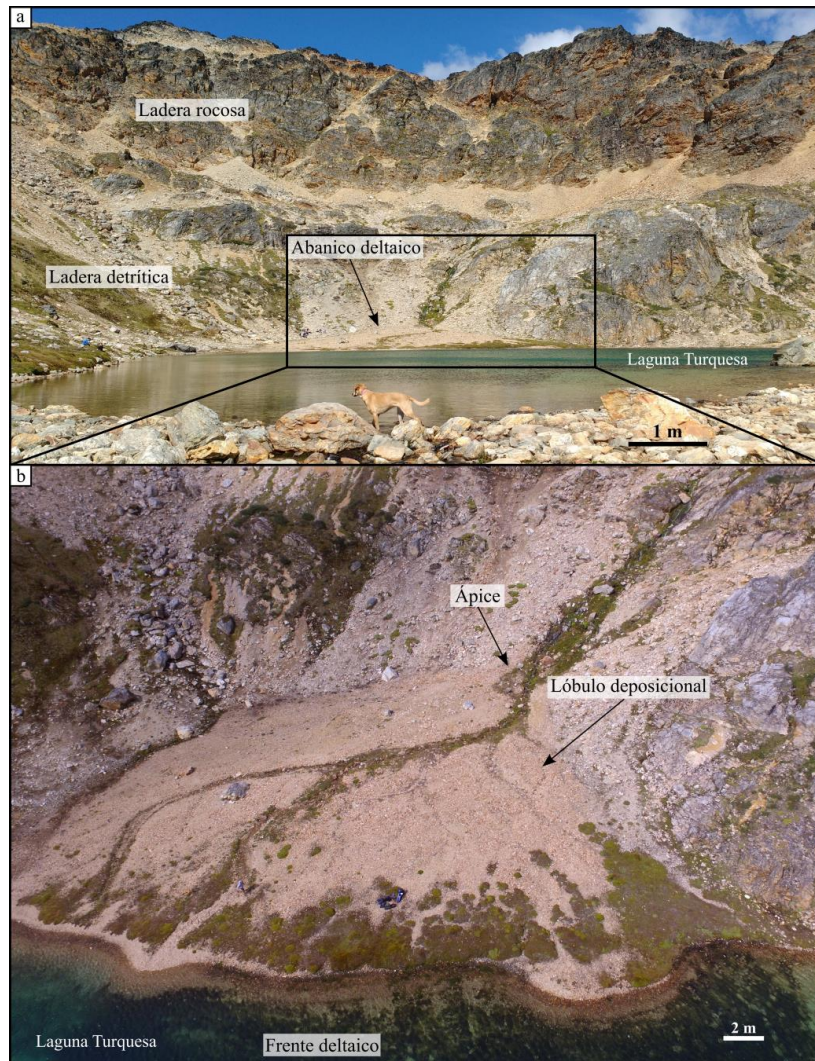
**Figura VI.14:** Mapa batimétrico de la laguna Turquesa.

### *VI.3.3 Geoformas del sitio Turquesa*

#### *VI.3.3.1 Abanico deltaico (fan delta):*

Presenta un área de 2.600 m<sup>2</sup> y una pendiente longitudinal de 12° (Fig. VI.15). Se desarrolla a partir del curso de agua que escurre por el canal de desagüe desde el circo anidado, y que encuentra un cambio de pendiente entre la cabecera y el piso del circo principal de 25° a 6° respectivamente. Allí se desconfinan (ápice) y deposita los detritos acarreados desde mayor altitud y a través de todo su trayecto (Fig. VI.15.b). De

esta forma se desarrolla el lóbulo deposicional activo aguas abajo. Los detritos que conforman este abanico comprenden desde gravas medias hasta bloques de 20 cm de longitud, también se observan bloques de mayores dimensiones que corresponden a bloques caídos desde las laderas. La ladera detrítica de la cabecera del circo principal también aporta gelifractos a la superficie del lóbulo. Este abanico deltaico progresa hacia el interior de la laguna Turquesa por su margen sur. El frente deltaico se encuentra sumergido, caracterizado por un cambio de pendiente abrupto (Fig. VI.14).

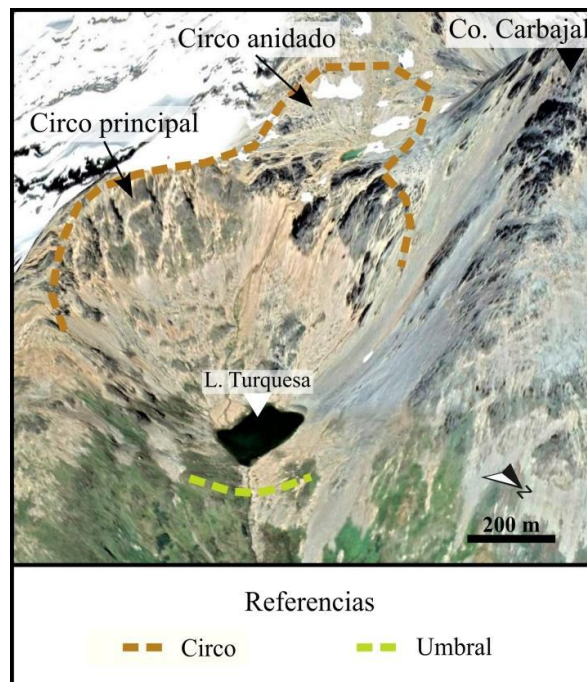


**Figura VI.15:** Abanico deltaico en el circo principal de la laguna Turquesa.

### VI.3.3.2 Circo

El circo del sitio Turquesa es amplio (0,44 km<sup>2</sup>), de forma circular y gran desarrollo altitudinal, desarrollado entre los 850 y 675 m s. n. m. (Fig. VI.16). Presenta forma de anfiteatro bien definido, con laderas dispuestas en forma semicircular orientadas principalmente hacia el norte. En la parte superior, la ladera es rocosa con pendiente promedio de 58° (Fig. VI.15.a). En la parte inferior se intercalan

afloramientos rocosos con laderas detríticas, con pendiente promedio de 25°. La ladera NO del circo es detrítica, con desarrollo de soliflucción y pendiente promedio de 33°. La ladera SO del circo presenta afloramientos, acumulaciones de detritos, desarrollo de soliflucción, suelos estructurados y evidencias de una avalancha de detritos. El límite de su cabecera está definido mediante la ruptura de pendientes, sin embargo, la parte media se interrumpe por un pequeño circo anidado que se extiende entre 900 y 850 m s. n. n. En éste las laderas son rocosas y detríticas, con desarrollo de soliflucción. En el piso del circo anidado se aloja un pequeño cuerpo de agua y en el piso del circo principal se aloja la laguna Turquesa, endicada por el umbral rocoso y depósitos de till.



**Figura VI.16:** Circo en circo del sitio Turquesa. Imagen tomada de Google Earth.

#### *VI.3.3.3 Conos de detritos*

Se identifican escasos conos de detritos de reducidas dimensiones, entre 8 y 40 m de longitud y entre 10 y 40 m de ancho. Estos conos se ubican en la ladera correspondiente a la cabecera del circo principal y se desarrollan pendiente abajo de la ladera rocosa. Están formados por till remanente de las laderas y por gelifractos que se transportan por las canaletas de la ladera rocosa.

#### *VI.3.3.4 Ladera detrítica y ladera detrítica con soliflucción*

En el sitio Turquesa hay desarrollo de laderas detríticas con y sin evidencias de soliflucción (Fig. VI.17). Éstas se extienden sobre las laderas del circo y del valle. En el

circo, sobre los sectores S y E hay un desarrollo incipiente de laderas detríticas que se divide en una zona superior y otra inferior, separadas por afloramiento de ladera rocosa. En la zona superior la pendiente es de 40° y en la zona inferior de 20°. La ladera O del circo presenta desarrollo de ladera detrítica desde los 900 m s. n. m., hasta encontrarse con la laguna (Fig. VI.17.a). La forma es cóncava, con pendiente de 37° en la parte superior y 27° en la inferior. En ésta se observan lóbulos de soliflucción de escaso desarrollo. En el valle, ambas laderas son detríticas y presentan desarrollo de lóbulos de soliflucción (Figs. VI.17.d y e). Sobre la ladera oriental se diferencian dos capas de soliflucción. Una se desarrolla desde las elevaciones mayores y desciende de forma convexa, con una pendiente promedio de 15°. En proximidades de la cota de 650 m s. n. m., se observa un cambio hacia una capa inferior de forma cóncava y pendiente promedio de 24°, que se extiende hasta el fondo del valle. En ambas laderas del valle también se reconocen suelos estructurados en bandas, soliflucción sedimentaria cordada en laderas vegetadas, ríos de piedra, flujos de barro y avalanchas de detritos (Figs. VI.17.d a h).

#### *VI.3.3.5 Ladera rocosa y afloramientos esculpidos por el hielo*

En el circo de la laguna Turquesa, la unidad geomorfológica ladera rocosa se desarrolla en todas las laderas que conforman el circo principal y el circo anidado (Figs. VI.15.a y VI.16). Aquí, esta unidad se conforma principalmente de afloramientos rocosos con erosión glacial. Estas rocas corresponden a la Formación Lemaire y a rocas miloníticas de una zona de cizalla dúctil (Cao, 2019). Las pendientes son máximas en el sector de cabecera del circo, con un promedio de 58°, y disminuyen hacia los laterales.

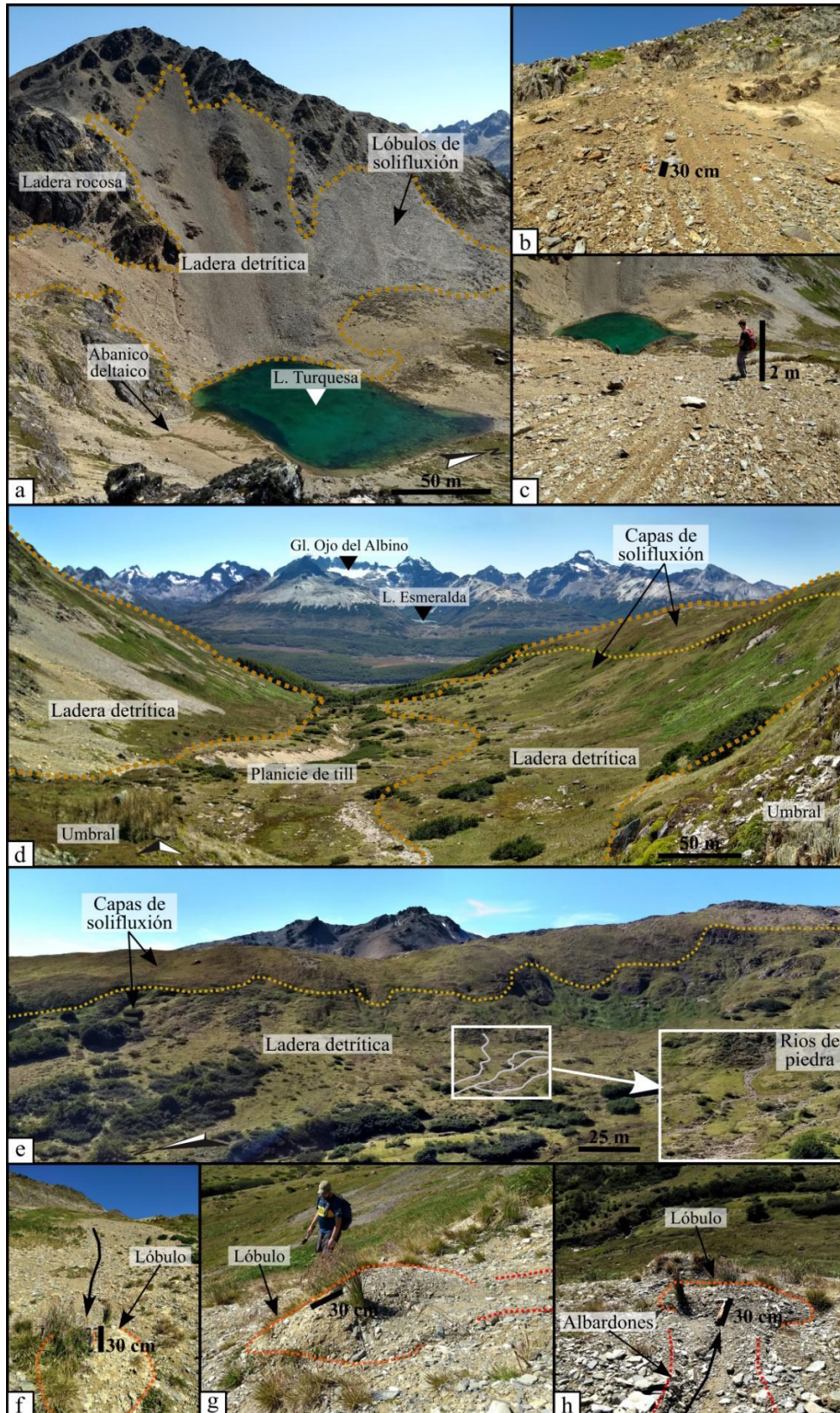
#### *VI.3.3.6 Rocas aborregadas*

Se reconocen rocas aborregadas en la ladera de la cabecera del circo, en su sector más bajo, y en la zona del umbral que endica a la laguna. En este umbral la superficie rocosa se encuentra intensamente pulida y presenta estrías, surcos y muescas glaciales.

#### *VI.3.3.8 Planicie de till*

Aguas abajo de la roca aborregada que endica a la laguna, se desarrolla una planicie de till de 47.500 m<sup>2</sup> (Fig. VI.17.d). Se compone de till con predominio de la fracción fina. Presenta sectores con desarrollo de turberas, principalmente sobre el

margen oeste. El arroyo que nace en la laguna Turquesa erosiona verticalmente a esta planicie por su zona media.

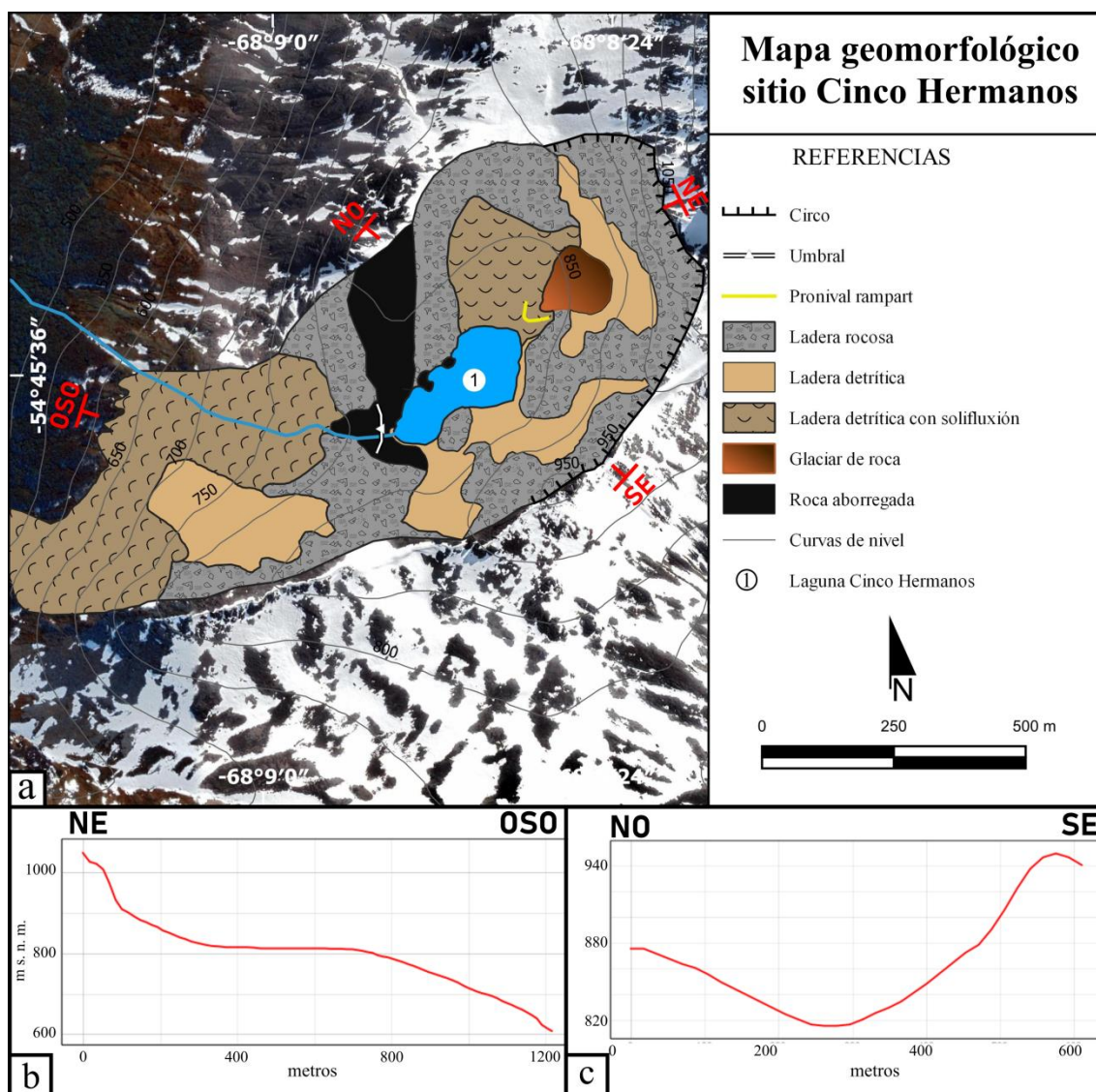


**Figura VI.17:** Geomorfias en el sitio Turquesa. (a) ladera detritica con lóbulos de solifluxión en la ladera O del circo; (b) y (c) suelos estructurados en bandas sobre la ladera SE del circo; (d) fondo y laderas del valle; (e) ladera E del valle; (f), (g) y (h) flujo de detritos de pequeña escala sobre la ladera O del valle.

## **VI.4 Sitio Cinco Hermanos**

### *VI.4.1 Descripción general*

El sitio Cinco Hermanos se encuentra sobre la ladera O del monte homónimo, en la sierra de Sorondo (Figs. II.2 y 3). Comprende un circo con orientación hacia el SO, donde se desarrollan geoformas de origen glacial, periglacial y de remoción en masa (Fig. VI.18.a). Se extiende entre 1.000 y 816 m s. n. m., correspondiendo la altitud mínima al pelo de agua de la laguna Cinco Hermanos. El perfil longitudinal muestra un umbral a 820 m s. n. m., el cual corresponde al límite entre el circo y la ladera este del valle por el cual escurre el arroyo Velo de la Novia (Fig. VI.18.b). Este valle separa al monte Cinco Hermanos del monte Olivia. El perfil transversal muestra una forma de U amplia, con laderas de pendientes y altitudes asimétricas (Fig. VI.18.c). Las laderas presentan orientaciones hacia el SE, S, SO, O y NO y presentan pendientes promedio desde 51° a 14°. En éstas se desarrollan laderas rocosas, detríticas, detríticas con soliflucción y un glaciar de roca. A su vez, se presentan rocas aborregadas que se localizan en el umbral. Ladera abajo, en dirección hacia el fondo del valle se extiende una ladera detrítica con desarrollo de soliflucción. En este circo la cobertura vegetal es casi nula, encontrándose algunos ejemplares de la vegetación alpina que crecen de manera aislada. Ladera abajo del umbral la vegetación alpina es más densa.



**Figura VI.18:** (a) Mapa geomorfológico y perfiles (b) longitudinal y (c) transversal del circo de la laguna Cinco Hermanos. Proyección: WGS 84 / UTM Zona 19S.

#### VI.4.2 Geoformas del sitio Cinco Hermanos

##### VI.4.2.1 Circo

El circo del sitio Cinco Hermanos es pequeño ( $0,30 \text{ km}^2$ ), con forma de anfiteatro bien definida pero con una morfología abierta (Fig. VI.19). Se desarrolla sobre la ladera O del monte Cinco Hermanos entre 1.000 y 816 m s. n. m. Su límite superior se encuentra definido mediante la ruptura de pendientes. El piso del circo aloja a la laguna Cinco Hermanos, la cual presenta una superficie de  $28.430 \text{ m}^2$ . La ladera de la cabecera, de orientación sur a O-SO, tiene una pendiente promedio de  $32^{\circ}$ , con una zona superior rocosa, de mayor pendiente, y una zona inferior detrítica, de pendiente menor. La parte superior posee pendiente promedio de  $51^{\circ}$  y la zona inferior una

inclinación promedio de  $17^\circ$ , situándose el quiebre de pendiente a 910 m s. n. m. Hacia el sur, por el sector oriental, se extiende una ladera con orientación hacia el O y NO conformada por laderas rocosas y detríticas, presenta una pendiente promedio de  $29^\circ$ . Por otro lado, en el sector occidental, la ladera presenta orientaciones hacia el sur y sureste. La ladera con orientación al sur es del tipo detrítica con desarrollo de soliflucción, mientras que la ladera orientada al SE es del tipo rocosa, presenta pendiente promedio de  $14^\circ$  y un alto grado de meteorización.



**Figura VI.19:** Circo de ladera del sitio Cinco Hermanos. Imagen tomada de Google Earth.

#### *VI.4.2.2 Conos de detritos*

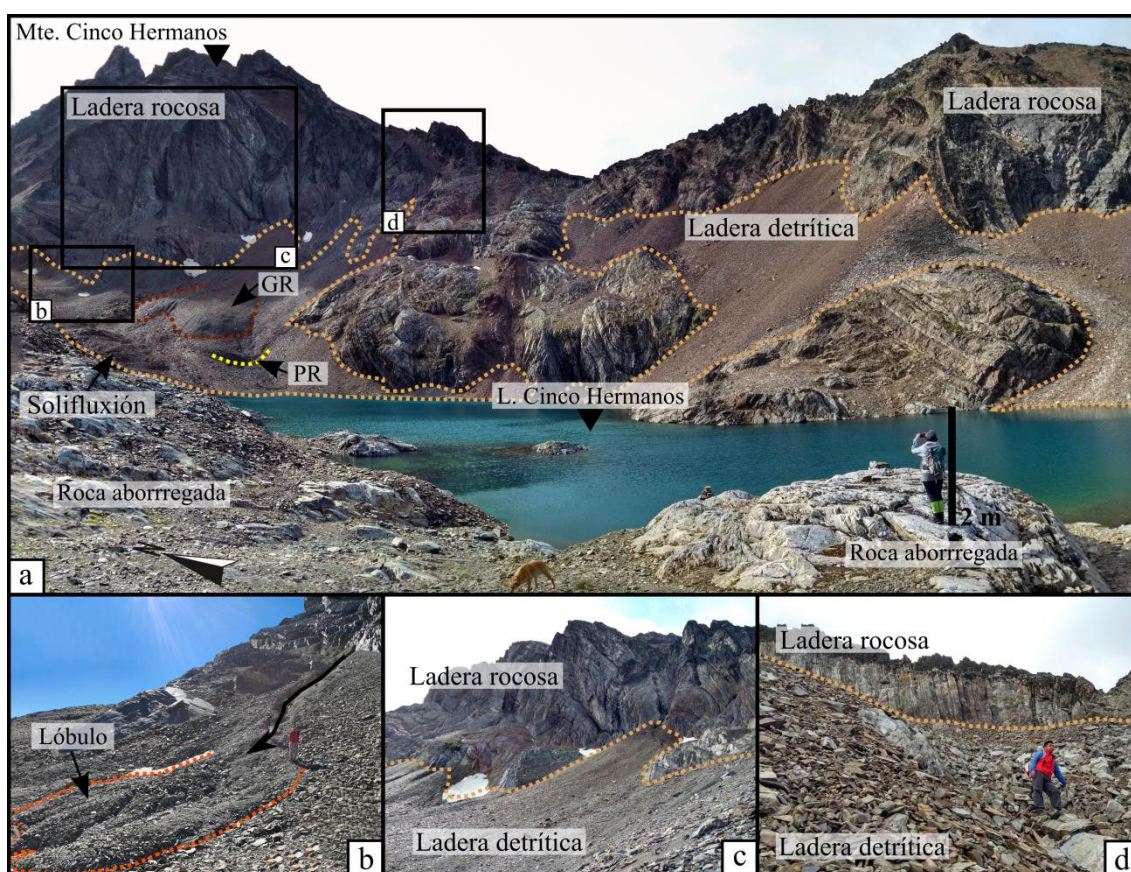
Los conos de detritos son escasos y de dimensiones reducidas, entre 8 y 15 m de longitud y entre 5 y 20 m de ancho. Estos conos se ubican en la ladera oriental del circo y se desarrollan pendiente abajo de la ladera rocosa. Están conformados principalmente por gelifractos, que se transportan por las canaletas de esta ladera.

#### *VI.4.2.3 Glaciar de roca*

Sobre la ladera NE, entre 900 y 830 m s. n. m., se desarrolla un glaciar de roca de  $12.700 \text{ m}^2$  de superficie (Fig. VI.20.a). La superficie es uniforme, y su frente presenta una pendiente de  $38^\circ$ , lo cual indica que se encuentra activo. Este glaciar se encuentra en contacto con una ladera detrítica.

*VI.4.2.4 Ladera detrítica y ladera detrítica con soliflucción*

Se observan sectores de ladera detrítica en las laderas norte y este (Fig. VI.20). La ladera de la cabecera del circo (N a ENE) se divide en dos sectores. El sector superior, se desarrolla del lado ENE entre 950 y 870 m s. n. m., con una pendiente de 36° (Figs. VI.20.b y c). El sector inferior, se extiende desde el norte hacia el NO, entre 870 m s. n. m. y la laguna, con pendiente de 17°. Este sector inferior presenta lóbulos de soliflucción. Entre ambos sectores de ladera se desarrolla el glaciar de roca y aguas abajo de éste un pronival rampart. Hacia la parte oriental del circo, los dos sectores con laderas detríticas presentan pendientes promedio de 36°, con superficies uniformes y desarrollo de bandas de piedras.



**Figura VI.20:** Geomorfias del sitio Cinco Hermanos. (a) laderas norte y este con desarrollo de laderas detríticas pendiente abajo de las rocosas, resalta el desarrollo de un glaciar de roca (GR) y un pronival rampart (PR) en la ladera norte; (b) flujo de detritos en la ladera norte; (c) detalle de los pliegues en la roca de la ladera rocosa norte y desarrollo de ladera detrítica pendiente abajo; (d) detalle de gelifractos desprendidos de afloramientos de la ladera rocosa.

*VI.4.2.5 Ladera rocosa*

Esta unidad se desarrolla en todas las laderas que conforman el circo. En la cabecera se encuentra entre 1.100 y 900 m s. n. m. y presenta la mayor pendiente, la cual es de 51° (Figs. VI.20.a y b). En este sector, la ladera se conforma principalmente

de afloramientos rocosos con erosión glacial. Las rocas corresponden a la Formación Yaghán, las cuales exponen intensos plegamientos (Cao, 2019). La ladera rocosa, con orientación hacia el este, se desarrolla desde 880 m s. n. m. hasta encontrarse con la laguna en su límite inferior. Aquí, la pendiente es menor, con un promedio de 14°, definiendo así una ladera de transición hacia el valle del arroyo Velo de la Novia. En este sector, la roca presenta planos de estratificación perpendiculares a la superficie, los cuales constituyen planos de debilidad que favorecen a la meteorización física. En consecuencia, se observan abundantes gelifractos sobre esta ladera y, además, acumulación de los mismos ladera abajo. En los diferentes sectores esta unidad se relaciona pendiente abajo con laderas detríticas, que en algunas zonas presentan soliflucción.

#### *VI.4.2.6 Pronival rampart*

Sobre la ladera con orientación SO y a una altitud de 820 m s. n. m. se observa un cordón cóncavo hacia el NE de 75 m de longitud (Fig. VI.20.a). Este cordón se sitúa ladera abajo de una hondonada que, a su vez, se encuentra pendiente abajo del glaciar de roca. Esta ladera presenta gran cantidad de aporte de detritos y evidencias de soliflucción (Fig. VI.20.c).

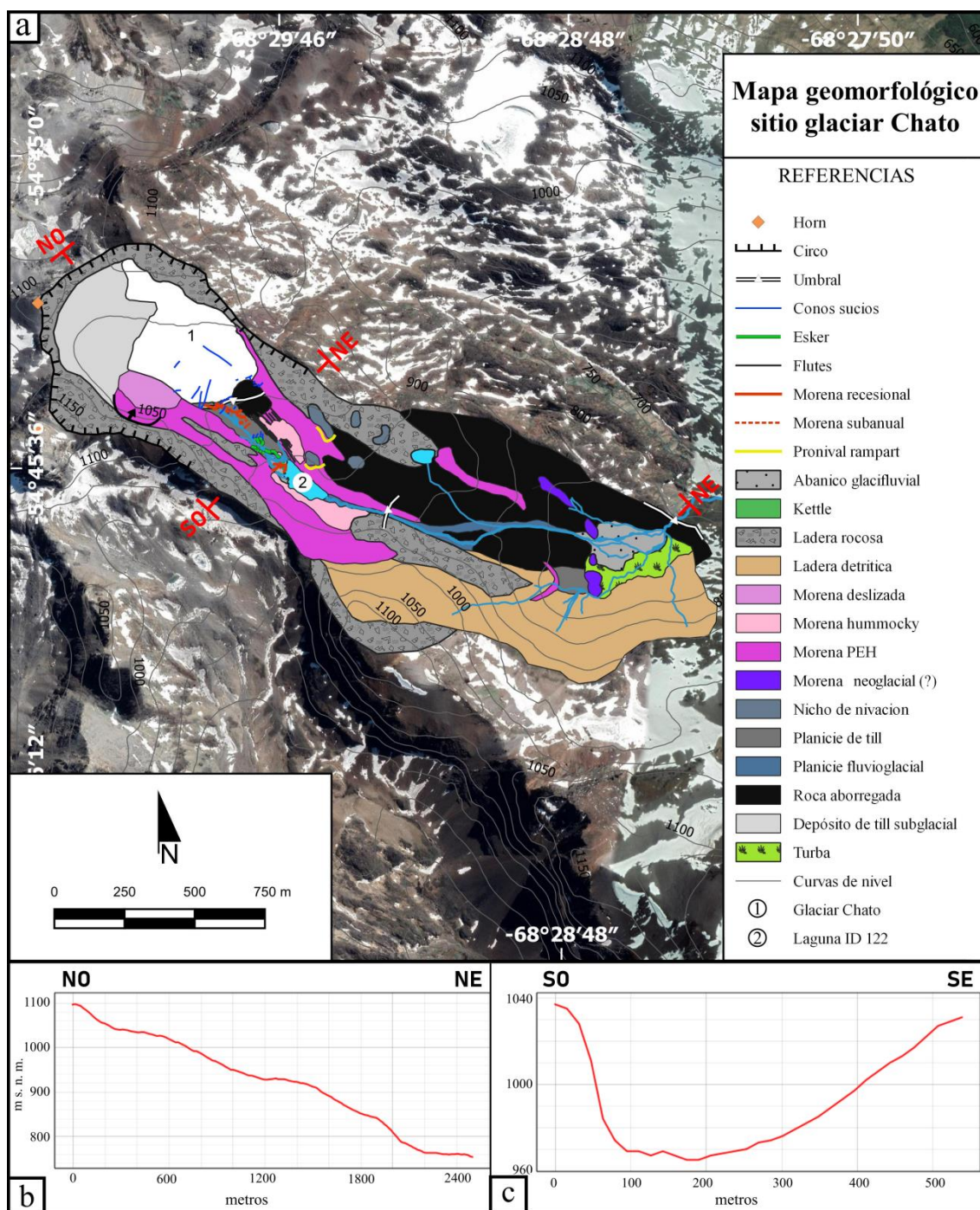
#### *VI.4.2.7 Rocas aborregadas*

Se reconocen rocas aborregadas principalmente en la zona del umbral del circo y sobre la ladera de la cabecera (Figs. VI.19 y VI.20.a). Se encuentran pulidas y presentan estrías y surcos con rumbo 250° N.

## **VI.5 Sitio glaciar Chato**

### *VI.5.1 Descripción general*

El sitio glaciar Chato se encuentra al NO de los montes Martial (Figs. II.2 y 3). Comprende un circo con forma alargada y un valle, orientados hacia el sureste, que se extienden entre 1.100 y 800 m s. n. m. Aquí se desarrollan geoformas de origen glaciar, periglacial, glacifluvial y de remoción en masa (Fig. VI.21.a) (San Martín *et al.*, 2021b). Su perfil longitudinal muestra la presencia de dos umbrales y, por lo tanto, el desarrollo de dos escalones en el piso del circo (Fig. VI.21.b). El primero, situado a aproximadamente 1.000 m s. n. m., corresponde al límite entre el escalón superior, donde se ubica el glaciar Chato, y el sector proglacial recientemente desglazado, en el escalón inferior. El segundo umbral se ubica a 930 m s. n. m. y es el que separa al circo del valle que se desarrolla pendiente abajo. El perfil transversal del circo muestra laderas con pendientes opuestas asimétricas y un fondo plano (Fig. VI.21.c). Las laderas presentan orientación hacia el NE y SO con pendientes promedio entre 34° y 29° y 17° y 15° respectivamente. Comprenden laderas rocosas y afloramientos y en algunos sectores se encuentran tapizadas por depósitos de till. En la ladera con orientación hacia el sureste, en el escalón superior, se aloja el glaciar Chato, el cual se emplaza entre 990 y 1090 m s. n. m. Este glaciar cubre un área de 0,14 km<sup>2</sup> con una suave pendiente (12°) hacia el sureste. El 95 % del glaciar se ubica por debajo de la línea de equilibrio (entre 1.050 y 1.150 m s. n. m.; Iturraspe, 2011). Aunque se trata de un glaciar descubierto, recibe una gran cantidad de detritos provenientes del till localizado en las laderas, expuesto progresivamente a medida que el glaciar disminuye su espesor por fusión, y de la meteorización, principalmente física, de las laderas rocosas que aportan gelifractos. Por otro lado, entre el umbral superior y el piso del escalón inferior del circo se reconoce un ambiente proglacial que comprende una planicie de till sobre la cual se desarrollan morenas anuales y sub-anuales, conos sucios y un esker. Además, se desarrolla una laguna proglacial (ID 122) que se encuentra 931 m s. n. m. Aguas abajo del umbral inferior se produce la transición hacia el valle, donde se reconocen morenas asignadas a la PEH y más abajo una morena neoglacial (?), un abanico glacifluvial y una turbera. El sector norte de este valle presenta rocas aborregadas y el sector sur una extensa ladera detrítica cubierta por vegetación alpina.



**Figura VI.21:** (a) Mapa geomorfológico y perfiles (b) longitudinal y (c) transversal del sitio glaciar Chato. Proyección: WGS 84 / UTM Zona 19S.

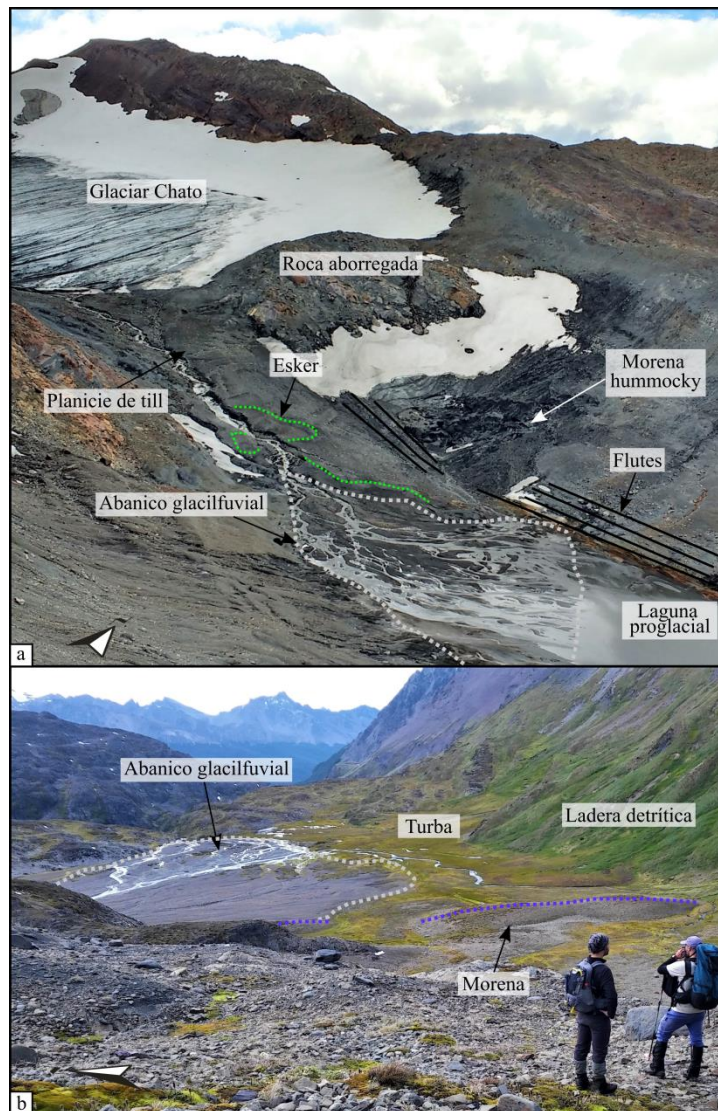
## VI.5.2 Geoformas del sitio glaciar Chato

### VI.5.2.1 Abanico glacifluvial:

En el escalón inferior del circo, a partir del quiebre de pendiente de  $8^\circ$  a  $2^\circ$  sobre la planicie de till, se desarrolla un abanico glacifluvial de  $4.600 \text{ m}^2$  de superficie (Fig. VI.22.a). Allí, el curso de agua principal por donde escurre el agua de deshielo, se

divide en canales de tipo entrelazado con desarrollo de barras longitudinales. Las barras presentan longitudes entre 5 y 23 m y anchos entre 1,5 y 5 m. La distribución de estos canales está parcialmente condicionada por la presencia de geformas preexistentes (esker y morenas anuales), las cuales se encuentran disectadas en distintos sectores por erosión fluvial. El drenaje de estos cursos desemboca en una laguna proglacial (ID 122). Los depósitos correspondientes a esta unidad son gravoarenosos y presentan una tendencia granodecreciente hacia el sector distal del abanico. Entre estos depósitos se reconocen más morenas anuales y lagunas kettle.

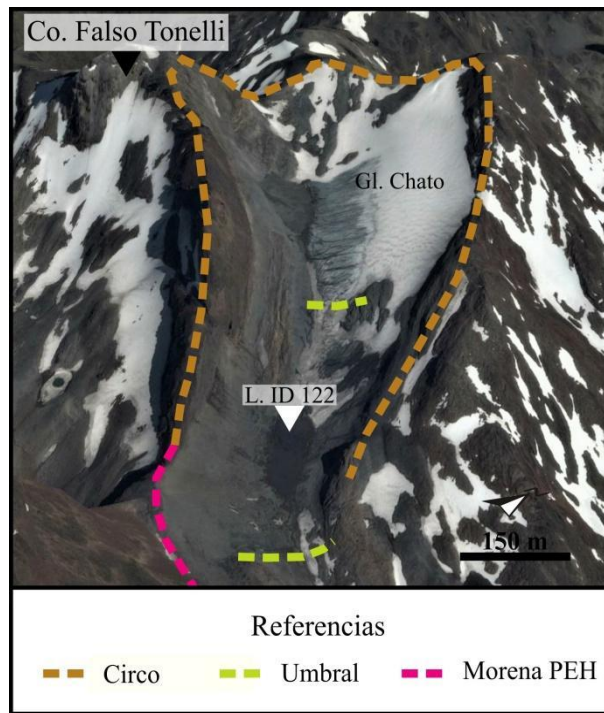
En el valle, aguas abajo del umbral inferior del circo, se desarrolla otro abanico glacial. Presenta una superficie de 32.400 m<sup>2</sup>. Este abanico disecta la morena de edad Tardiglacial (?) ubicada en este sitio (Fig. VI.22.b).



**Figura VI.22:** Abanicos glacialfluviales en el sitio glaciar Chato ubicados en el circo (a) y aguas abajo del umbral inferior del circo (b).

#### VI.5.2.2 Circo

El circo del sitio glaciar Chato presenta una morfología alargada y pendiente suave ( $8^\circ$ ) (Fig. VI.23). Su extensión es de  $0,77 \text{ km}^2$ . En la zona de cabecera y sobre la ladera con orientación SO, se aloja el glaciar Chato. Pendiente abajo del actual umbral, próximo al frente glacial, se desarrolla un ambiente proglacial de reciente formación (posterior al año 1970; San Martín *et al.*, 2021b).



**Figura VI.23:** Circo del sitio glaciar Chato. Imagen tomada de Google Earth.

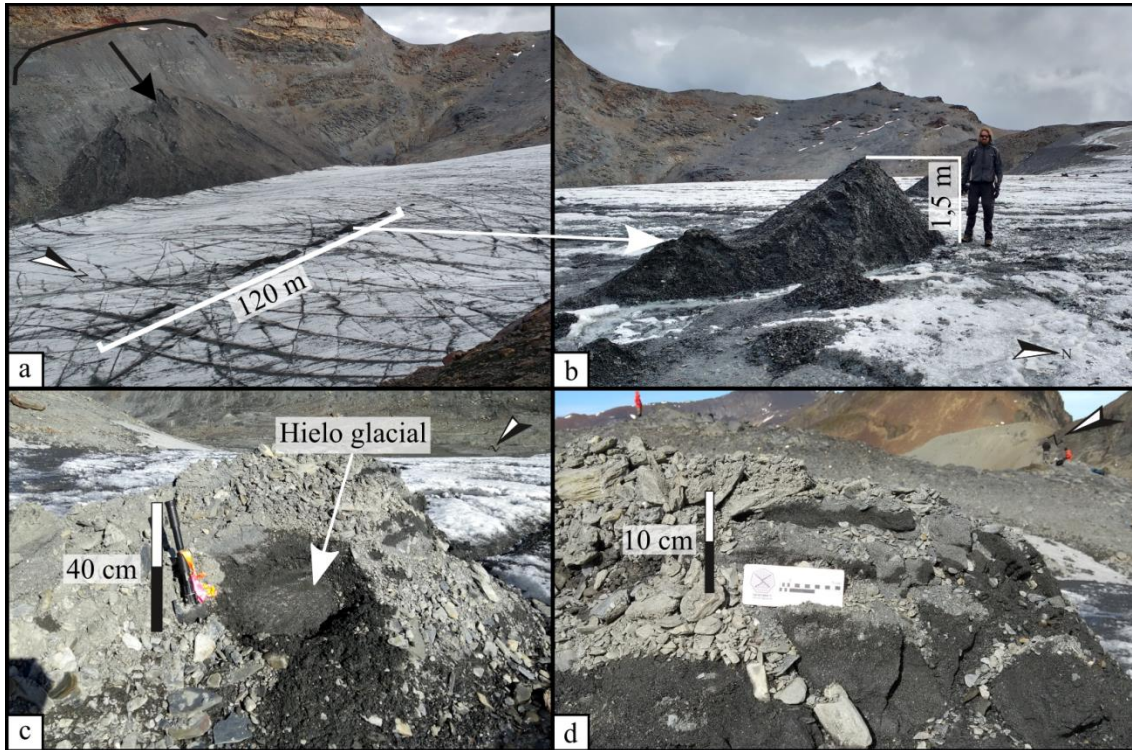
#### VI.5.2.3 Conos de detritos

Se identifican conos de detritos sobre la ladera sur del valle. Presentan longitudes entre 60 y 35 m y anchos entre 40 y 30 m. Estos conos de detritos se encuentran vegetados, por lo tanto, se considera que su desarrollo se encuentra inactivo.

#### VI.5.2.4 Conos sucios

Sobre la superficie del glaciar se identificaron al menos nueve geoformas con aspecto de crestas rectilíneas discontinuas. Su disposición coincide con el trazo de grietas glaciales actuales (Figs. VI.24.a y b). La altura media de las crestas es de 1,3 m, el ancho medio es de 2 m y la longitud varía entre 120 y 3,3 metros. El núcleo está constituido principalmente por hielo, con detritos englaciales de granulometría variada (Fig. VI.24.c). Se encuentra cubierto por detritos englaciales y supraglaciales con morfologías y litologías similares a los detritos que cubren las laderas del circo,

conformados principalmente por clastos de pizarras. En la parte inferior de los conos los sedimentos son macizos (Fig. VI.24.d). Los 0,20 m superiores presentan estratificación horizontal. En la zona proglacial, a una distancia de 40 a 170 m del frente del glaciar, se observan crestas sin núcleo de hielo, menores de 20 cm de altura, constituidas por sedimentos macizos cuya forma, posición y disposición evidencian el mismo origen.

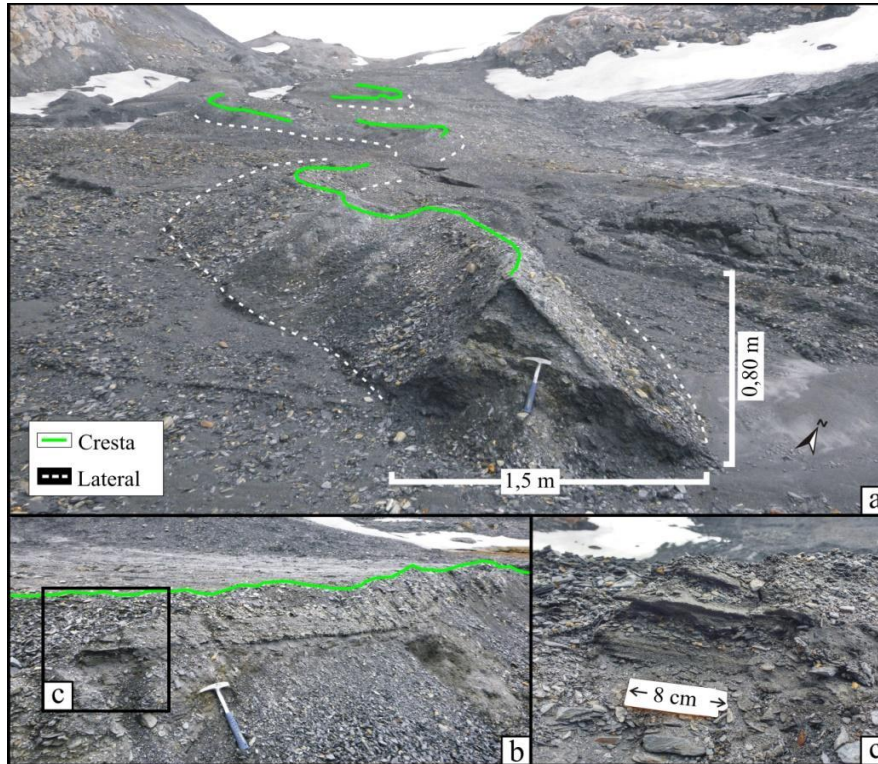


**Figura VI.24:** (a) Superficie del glaciar Chato con presencia de grietas y conos sucios. En la ladera SO se observa un deslizamiento de un depósito de till. (b) Conos sucios orientados de manera longitudinal al glaciar. (c) Corte de un cono sucio donde se observa el núcleo de hielo con detritos. (d) Detalle de los sedimentos estratificados que cubren al núcleo de hielo y los clastos de grava que se encuentran en la superficie de los conos sucios.

#### VI.5.2.5 Eskers:

A una distancia de 200 m del frente glacial y sobre la planicie de till se encuentra una geoforma con cresta sinuosa y sección transversal triangular, similar a los eskers que se forman en el interior de glaciares continentales (Figs. VI.22.a y 25.a). Presenta un rumbo principal paralelo a la pendiente topográfica. Sus dimensiones promedio son 1,30 m de alto, 1,40 m de ancho, en la base, y 165 m de longitud. Presenta una sinuosidad de 1,3. Esta geoforma se encuentra seccionada por la erosión de varios cursos de agua de deshielo provenientes del glaciar. Internamente se compone principalmente de grava y arena (Figs. VI.25.b y c). La sección inferior se compone de 50 cm de grava arenosa clasto soportada. Hacia arriba se observa una sucesión de estratos de 40 cm de espesor, con estratificación horizontal planar, constituida por

estratos gravo-arenosos de 3 cm de espesor y láminas de arena gravosa, de 1 cm de espesor. En los 12 cm superiores se observa una sucesión estrato y granodecreciente, con unidades de 4 a 2 cm de espesor compuestos de láminas de arena gravosa y láminas de grava (sábulo a guija), con clastos imbricados que indican una paleocorriente con dirección hacia el SO.



**Figura VI.25:** (a) Esker ubicado en la zona proglacial del circo del glaciar Chato (fotografía tomada en enero de 2018); (b) Vista lateral SO de la geoforma en la que se aprecia la estratificación horizontal; (c) Detalle de la sucesión de estratos superiores.

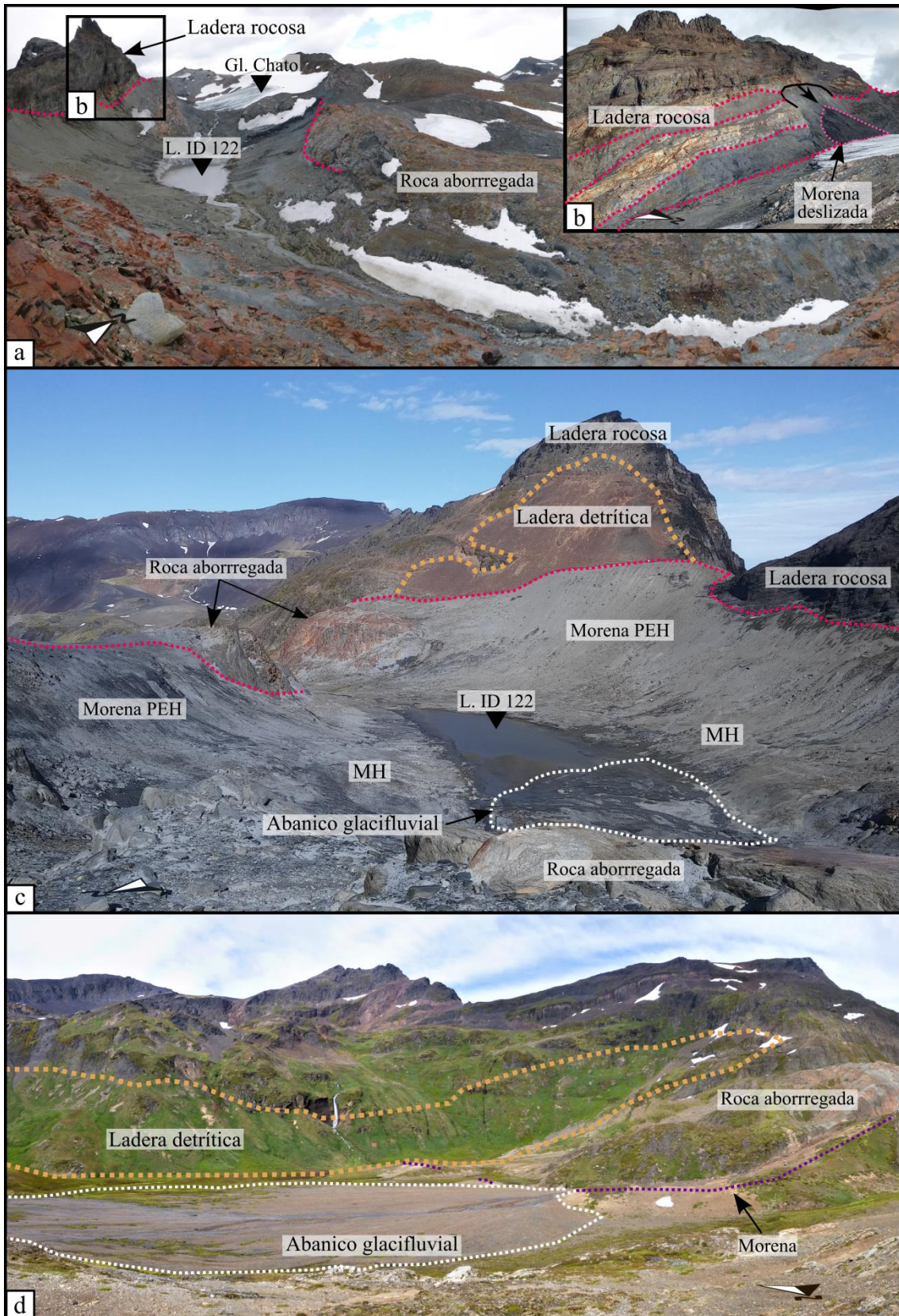
#### *VI.5.2.6 Flutes*

Comprenden crestas rectas y paralelas, de rumbo N145°, ubicadas inmediatamente aguas abajo de una roca aborregada (Fig. VI.22.a). Presentan altura media de 0,40 m, ancho medio de 2,40 m y longitud entre 104 y 22,5 m. Se componen de arena gravosa, maciza, con presencia de limo y arcilla.

#### *VI.5.2.7 Ladera detrítica y ladera detrítica con solifluxión:*

En el sitio del glaciar Chato se desarrollan dos laderas detríticas, una pendiente arriba de la morena PEH y otra sobre la ladera sur del valle (Fig. VI.26). La primera se extiende entre los 1.070 y 950 m s. n. m., posee orientación hacia el NO y pendiente promedio de 33° (Fig. VI.26.c). Esta ladera se desarrolla a partir de gelifractos provenientes de la meteorización de las rocas. En el valle, la ladera se extiende entre

920 y 750 m s. n. m. (Fig. VI.26.d). Esta ladera detrítica tiene su origen en numerosos conos de detritos coalescentes que en la actualidad se encuentran cubiertos por vegetación de tipo alpina.



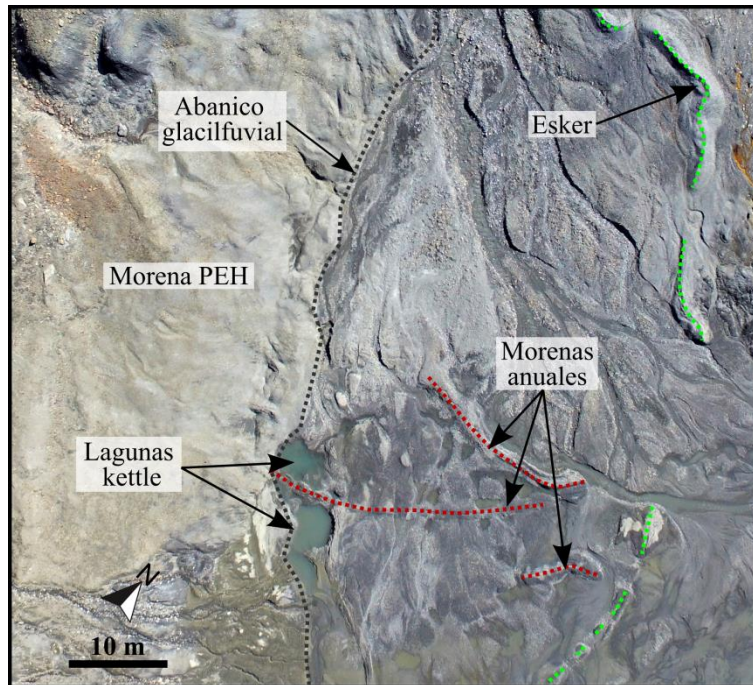
**Figura VI.26:** Laderas detríticas y rocosas en el sitio glaciar Chato. (a) Circo del glaciar Chato cuyas laderas corresponden principalmente a la morena PEH y afloramientos rocosos. (b) Detalle de ladera rocosa y depósito morénico deslizado sobre la ladera SO. (c) Escalón inferior del circo, se observa la ladera detrítica pendiente arriba de la morena PEH. (d) Valle del sitio con una extensa ladera detrítica. MH: morena hummocky.

#### *VI.5.2.8 Ladera rocosa y afloramientos esculpidos por el hielo*

En el circo del glaciar Chato se reconocen laderas rocosas, tanto en la cabecera y como en los laterales, pendiente abajo, hasta una altitud de 800 m s. n. m. (Fig. VI.26.a y b). Las rocas aflorantes corresponden a las formaciones Yaghán, Lemaire y al gabro Puente Quemado (González Guillot *et al.*, 2016). En la cabecera, la superficie de la ladera rocosa NE es irregular y presenta una pendiente de 17°; la ladera SO tiene un aspecto más suavizado (pulido) y su pendiente es de 34°. Hacia las cotas menores las pendientes disminuyen, los sectores con afloramiento de roca presentan superficies pulidas y, a su vez, hay gran cantidad de gelifractos y sectores con till. La ladera rocosa NE presenta desarrollo de nichos de nivación y pendiente abajo pasa a la unidad roca aborregada. La ladera rocosa SO pasa pendiente abajo a morena lateral PEH y aguas abajo del umbral del circo a ladera detrítica. En estas laderas rocosas no se observa desarrollo de canaletas.

#### *VI.5.2.9 Lagunas kettles*

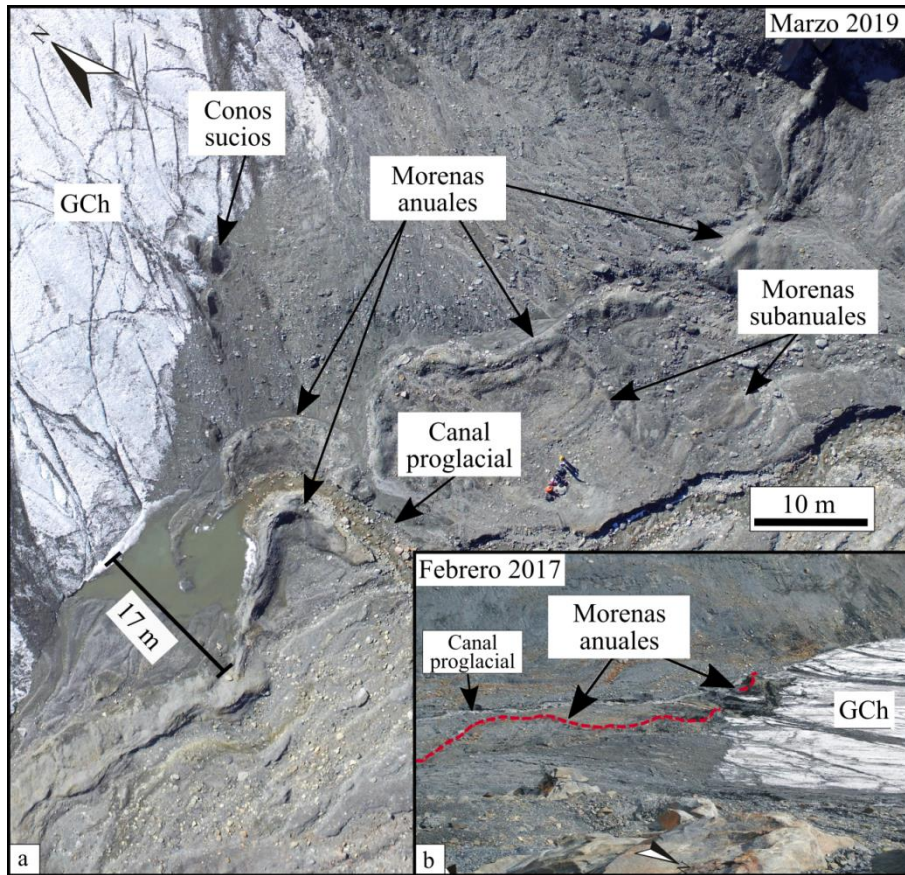
En el escalón inferior del circo, entre un conjunto de morenas *hummocky* ubicadas sobre la ladera sudeste y los sedimentos del abanico glacifluvial, se observan dos depresiones con morfología semicircular actualmente ocupadas por agua (Fig. VI.27). Las superficies de estas depresiones son de 23 y 34 m<sup>2</sup>.



**Figura VI.27:** Fotografía aérea cenital obtenida con VANT del sector SO del ambiente proglacial en el circo del glaciar Chato donde se desarrollan las lagunas kettle.

#### *VI.5.2.10 Morenas anuales*

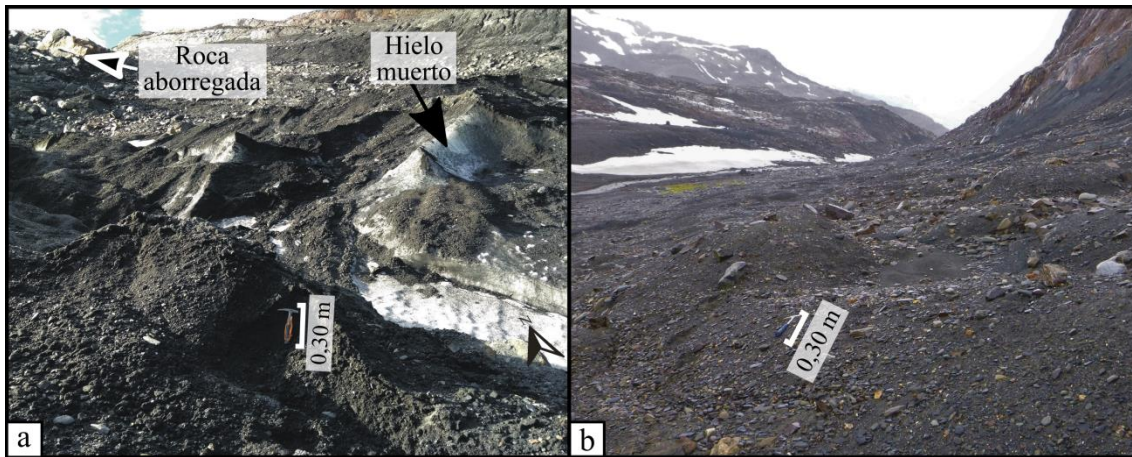
En el circo, a 310 m del frente del glaciar, se desarrollan cuatro pequeños cordones cóncavos hacia el NO sin vegetación y con rumbo sub-paralelo al frente glacial, interpretados como morenas anuales (Fig. VI.27). A una distancia mínima de 7 m y máxima de 57 m del frente glacial, se observan otras morenas anuales con la misma disposición y características (Fig. VI.28). Los cuatro cordones más distales se encuentran disectados por erosión fluvial y rodeados por depósitos glacifluviales. Las morenas anuales más proximales poseen mejor estado de preservación aunque también se encuentran disectadas por cursos fluviales. Presentan altura media de 0,9 m, ancho medio de 2,2 m y longitud entre 11 y 131 m. Los sedimentos presentan guijarros y bloques de diversos tamaños, con matriz arenosa y presencia escasa de limo y arcilla.



**Figura VI.28:** (a) Fotografía aérea cenital obtenida con VANT en marzo de 2019. Se observan las morenas anuales más recientes y el frente del glaciar Chato (ChG). (b) Fotografía tomada en febrero de 2017 en la que se observa el frente glacial en contacto directo con la morena anual en su extremo Oe.

#### VI.5.2.11 Morenas hummocky

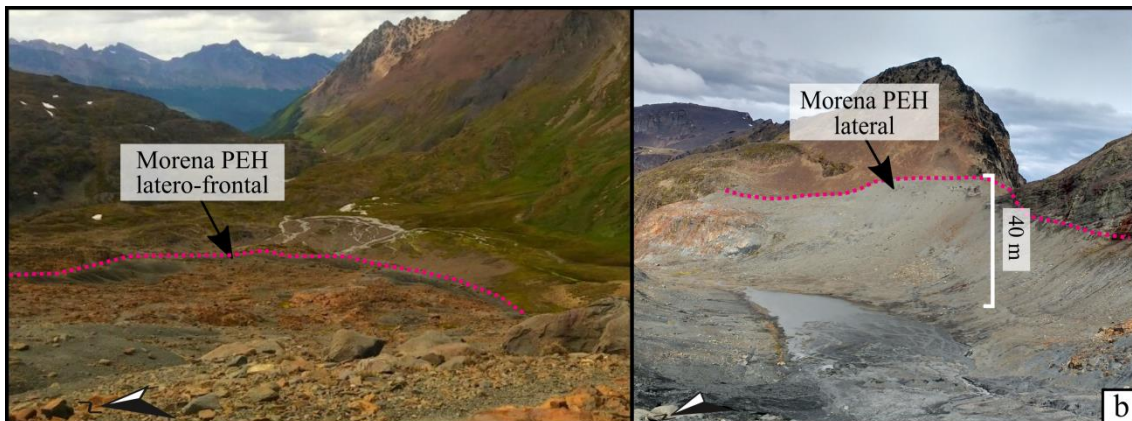
Sobre la base de las laderas del circo, a una distancia entre 150 y 600 m del frente glacial, se observa un relieve irregular conformado por montículos de 0,70 m de altura y 1,20 m de diámetro, y depresiones de 0,50 m de profundidad y 0,90 m de diámetro, asociado a morenas de tipo hummocky (Fig. VI.29). El sedimento de estas morenas se compone principalmente de arena gravosa, maciza con presencia de limo y arcilla. Sobre la superficie se observan clastos de grava, con diámetros entre 5 y 20 cm, y algunos bloques con diámetros entre 25 y 60 cm. El conjunto de morenas hummocky del sector NE se encuentra separado del frente glacial por una roca aborregada. Aguas abajo de la roca aborregada y adyacente a las morenas hummocky, se observó hielo glacial desconectado del glaciar Chato (hielo muerto) parcialmente cubierto por detritos de manera irregular (Fig. VI.29.a).



**Figura VI.29:** (a) Hielo estancado y morenas *hummocky* en proceso de formación ubicadas aguas abajo de la roca aborregada que las separa del glaciar Chato. (b) Morenas *hummocky* ubicadas en la ladera SO del circo, pendiente abajo de la morena lateral PEH.

#### VI.5.2.12 Morenas PEH

A una distancia mínima de 500 m al SE del frente glacial, se encuentra una morena lateral de 40 m de altura (Fig. VI.30). Una morena frontal, aparentemente contemporánea a esta última, se observa a 1.200 m al este del frente actual del glaciar y a una cota de 820 m s. n. m. Presenta forma de arco, con una altura promedio de 10 m y longitud de 170 m. Ambas morenas se componen de sedimento con presencia de guijarros y bloques muy gruesos, con diámetros que varían entre 30 cm y 200 cm, inmersos en matriz areno-limosa.



**Figura VI.30:** Morenas frontal (a) y lateral (b) asignadas a la PEH por su posición cercana al frente glacial actual, morfología fresca y ausencia de vegetación.

#### VI.5.2.13 Morena neoglacial (?)

En el valle, a una altitud de 764 m s. n. m., se reconocen cuatro montículos de till con evidente continuidad, configurando una forma de arco (Figs. VI.22.b y 26.d). Presentan forma redondeada, altura media de 6 m y longitud total de 515 m. El till de

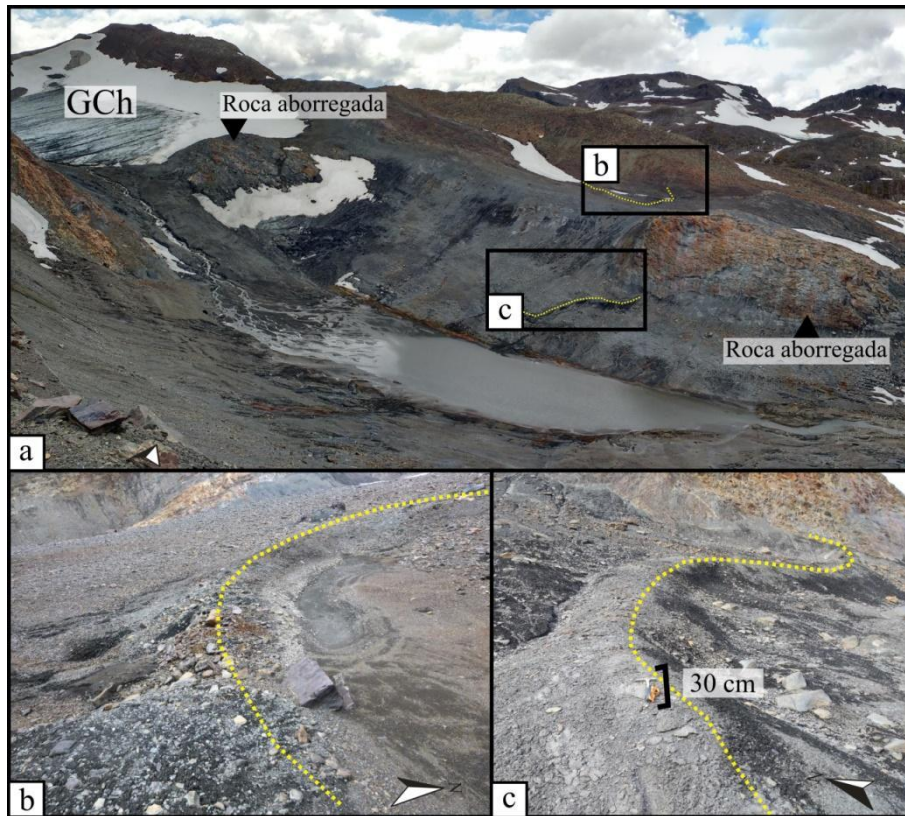
esta morena es predominantemente limosa y se encuentra parcialmente vegetado sobre su superficie por ejemplares de vegetación del tipo alpina. La edad de esta morena es incierta, sin embargo, por su posición, morfología y antecedentes de la zona se la asigna tentativamente al Neoglacial.

#### *VI.5.2.14 Morena deslizada*

En la ladera SO del circo, en contacto con el glaciar Chato, se observa un deslizamiento producto de un colapso de una morena lateral asociada a la PEH (Figs. VI.24.a y VI.26.b). El depósito presenta una superficie de 20.200 m<sup>2</sup>, un ancho de 207 m, un largo de 130 m y una pendiente de 30°. La cicatriz del deslizamiento se encuentra a una distancia de 52 m del depósito, sobre una ladera de 56° de pendiente.

#### *VI.5.2.15 Nicho de nivación y pronival rampart*

Se reconocen cinco nichos de nivación en la ladera con orientación hacia el SO, con escasa cobertura nival. Estos se desarrollan sobre las unidades geomorfológicas ladera rocosa y roca aborregada. Dos de ellos presentan en sus márgenes desarrollo de un pronival rampart. Estos corresponden a cordones cóncavos hacia el norte, situados adyacentes a dos nichos de nivación (Fig. VI.31). La altura media de los cordones es de 1,5 m, el ancho medio es de 3 m y la longitud media es de 83 m. Presentan cresta de forma redondeada. Se componen de arena gravosa, con presencia de guijarros y bloques, y una baja proporción de limo y arcilla.



**Figura VI.31:** (a) Ladera NE del circo del glaciar Chato (GCh), con presencia de dos escalones topográficos en donde se desarrollaron dos nichos de nivación que favorecieron la formación de dos *pronival rampart*, tanto en (b) el escalón superior como en (c) el escalón inferior.

#### VI.5.2.16 Planicie de till

Una planicie de till se desarrolla en sentido NO-SE, entre el frente del glaciar Chato y su laguna proglacial (Fig. VI.24.a). Presenta una superficie de 20.900 m<sup>2</sup> y pendiente de 8° en la zona proximal al hielo, y de 2° en la zona más distal. Se compone de till con abundante matriz limo-arcillosa y clastos con diámetro promedio de 10 cm. Se observan también abundantes bloques, de hasta 1,7 m de diámetro. Sobre su superficie se desarrollan conos sucios, morenas anuales y el esker. El agua de fusión glacial escurre encauzada en un curso principal, el cual genera una fuerte incisión vertical en los sedimentos de la planicie. Además, se observan canales de menor jerarquía a ambos lados del canal principal, los cuales se activan durante los períodos de mayor deshielo produciendo erosión menor sobre la planicie. En el sector de quiebre de pendiente, el curso principal se divide en varios canales constituyendo un abanico glacifluvial (Figs. VI.24.a y VI.26.c).

*VI.5.2.17 Valle de sandur/tren de valle*

En el circo se desarrolla un tren de valle aguas abajo de la laguna proglacial (ID 122) y que se extiende pendiente abajo del umbral inferior. Tiene una longitud máxima de 900 m, un ancho máximo de 50 m y se ubica entre los 930 y 780 m s.n. m. En la zona proximal presenta una pendiente inicial de 5° y luego aumenta a 10° en la zona del umbral rocoso. En la zona de menor pendiente presenta desarrollo de barras longitudinales. En la zona terminal este tren de valle se convierte en un abanico glacifluvial como consecuencia del desconfinamiento del curso principal (Fig. VI.26.d).

*VI.5.2.18 Rocas aborregadas*

Junto a la ladera NO del circo y en contacto con el glaciar se encuentra una roca aborregada de 12.500 m<sup>2</sup> de superficie y de 30 m de altura en la cara de arranque (*lee side*) (Fig. VI.22.a). Estrías con una orientación de 145° N y marcas de fricción se extienden en la cara de *stoss side*. Superficies de arranque se desarrollan sobre la superficie escarpada de *lee side*. Por otro lado, en las laderas del circo en inmediaciones del umbral inferior, se reconoce un grupo de rocas aborregadas que se extienden hacia el valle (Fig. VI.31.a).

La Tabla VI.1 presenta un resumen de las unidades geomorfológicas identificadas en los diferentes sitios y se incluye el significado que representan para la interpretación de la historia geomorfológica.

Tabla VI.1: Resumen de las características morfológicas de las geoformas mapeadas en los cinco sitios seleccionados y el significado asociado a sus orígenes.

Origen	Unidad geomorfológica	Sitio	Morfología	Significado	Referencias
Glacial (supraglacial, subglacial, glacial marginal)	Circo	Esmeralda, Ceniza, Turquesa, Cinco Hermanos, Gl. Chato	Hondonadas con forma de anfiteatro, de profundidad y pendiente variables, ubicados en la cabecera o ladera de valles glaciales. Presentan límites definidos con el terreno circundante y su forma cóncava es abierta hacia el valle. El límite de sus crestas suele coincidir con la divisoria principal, o a lo largo de rupturas de la pendiente con respecto a la topografía ascendente cuando no existe una línea de cresta determinada. Presentan áreas desde 0,18 a 1,36 km <sup>2</sup> .	Indicadores de cambios ambientales globales del pasado. La distribución, morfometría y aspecto de los circos son afectados por la intensidad, duración y extensión de la glaciación que, a su vez, depende, entre otros factores, del clima y la topografía. La altitud del piso de los circos puede considerarse un <i>proxy</i> de la línea de equilibrio (LE) media del Cuaternario que se ha relacionado con el contexto climático regional.	Flint (1957); Foster <i>et al.</i> (2008); Barr y Spagnolo (2013, 2015); Mitchell y Humpries (2015).
	Conos sucios	Gl. Chato	Montículos de sedimentos rectilíneos con o sin núcleo de hielo. Presentan longitud entre 3 a 120 m y ancho entre 0,5 a 2 m. Misma orientación y disposición que las grietas glaciales.	Inversión topográfica de las grietas llenas de sedimento supraglacial debido a la fusión diferencial entre el hielo glacial subyacente y el hielo glacial circundante. Indicativo de adelgazamiento del hielo glaciar.	Swithbank (1949); Sharp (1949); Goodsell <i>et al.</i> (2005)
	Esker	Gl. Chato	Cresta alargada y sinuosa compuesta por arena y grava, con sección transversal triangular de 1,30 m de alto, 1,40 m de ancho en la base y 165 m de largo. Rumbo paralelo a la pendiente topográfica.	Rellenos de canales confinados por paredes de hielo. Indicativo de la configuración de canales de agua de deshielo.	Bannerjee y McDonald (1975); Warren y Ashley (1994); Storrar <i>et al.</i> (2014); Bendle <i>et al.</i> (2017)
	Flutes	Gl. Chato	Crestas sedimentarias lineales, paralelas y alargadas, de 22 a 104 m de largo, 2,40 m de ancho medio y 0,4 m de altura media. Rumbo NO-SE.	Indicativo de la dirección del flujo de hielo y de su aceleración.	Embleton y King (1975); Hubbard y Reid (2006); Evans y Orton (2015); Bendle <i>et al.</i> (2017)
	Laderas rocosas y afloramientos esculpidos por el hielo	Esmeralda, Ceniza, Turquesa, Cinco Hermanos, Gl. Chato	Afloramientos rocosos que alternan con sectores con acumulación de gelifractos. Se extienden por encima de ~400 m s. n. m. Pendientes elevadas con máximos de 60°. Presentan superficies irregulares y uniformes con evidencias de pulido glacial y numerosas canaletas.	Producto del arranque y pulido glacial así como de criometeorización (macrogelivación y gelifracción) lo que da origen a gelifractos y, a su vez, le otorgan a las montañas aspecto dentado y filoso.	Tielidze <i>et al.</i> (2021)
	Morenas tardiglaciales (?) y neoglaciales (?)	Esmeralda, Ceniza, Gl. Chato	Montículos de till de forma alargada y cóncava pendiente arriba, transversales al fondo de los valles colgantes. Altura entre 5 y 10 m y longitud entre 160 y 515 m. Presentan cobertura vegetal.	Indica la posición terminal del glaciar durante avances del Tardiglacial y Holoceno medio.	Menounos <i>et al.</i> (2013)
	Morenas anuales	Gl. Chato	Montículos cóncavos hacia el frente del glaciar. La altura media es de 0,9 m, ancho medio de 2,2 m y la longitud varía entre 11 y 131 m.	Interacción del borde de hielo y el banco de nieve margina. Marca los avances invernales del glaciar dentro de un contexto de retroceso glaciar generalizado.	Hewitt (1967); Beedle <i>et al.</i> (2009); Schomacker <i>et al.</i>

					(2012); Luckman (2017); Chandler <i>et al.</i> (2020)
	Morenas hummocky	Gl. Chato	Relieve irregular conformado por montículos de sedimento y depresiones. Montículos de 0,70 m de altura media, 1,20 m de diámetro, y depresiones de 0,50 m de profundidad y 0,90 m de diámetro.	Desconexión entre el cuerpo principal del glaciar y el hielo muerto debido al rápido adelgazamiento y retroceso glacial. Marca zonas de antiguo hielo muerto.	Bendle <i>et al.</i> (2017); Schomacker y Benediktsson (2018)
	Morenas PEH	Esmeralda, Ceniza, Gl. Chato	Montículos de forma alargada y arqueada hacia los circos, con crestas subredondeadas a agudas. Se ubican próximas a frentes de glaciares actuales, entre 560 y 930 m s. n. m. Altura entre ~10-50 m y longitud entre ~150-1050 m.	Indica la posición terminal del glaciar durante alguno de los avances glaciales de la PEH.	Rabassa <i>et al.</i> (2000); Strelin e Iturraspe (2007); Strelin <i>et al.</i> (2008); Maurer <i>et al.</i> (2012), Menounos <i>et al.</i> (2013)
	Planicie de till	Esmeralda, Turquesa, Gl. Chato	Superficie extensa y llana o de baja pendiente compuestas por till. Superficies entre ~280.900-20.900 m <sup>2</sup> . Erosionadas verticalmente por cursos fluviales y desarrollo de turberas.	Indicativo de depositación de till subglacial.	Bendle <i>et al.</i> (2017)
	Rocas aborregadas	Esmeralda, Ceniza, Turquesa, Cinco Hermanos, Gl. Chato	Resaltes rocosos propios del lecho basal, asimétricos. La cara ubicada glaciar arriba ( <i>stoss side</i> ), de menor pendiente, presenta pulido y desarrollo de surcos y estrías, y la cara ubicada glaciar abajo ( <i>lee side</i> ), presenta superficie irregular y fragmentada, a veces escarpada, debido al arranque. Se encuentran en los umbrales.	Indicativo de la antigua dirección del flujo de hielo.	Benn y Evans (2010)
Glacifluvial	Lagunas kettle	Gl. Chato	Depresiones circulares y semicirculares rellenas de agua. Superficie ~30 m <sup>2</sup> .	Indicativo de bloques de hielo estancados, rodeados por depósitos glacifluviales.	Benn y Evans (2010)
	Abanico glacifluvial	Gl. Chato	Superficie plana de forma triangular y pendiente suave. Los cursos de agua de deshielo presentan un patrón trenzado con barras longitudinales. Áreas entre 4.660-32.400 m <sup>2</sup> .	Indicativo de altas descargas de agua de deshielo y de una ruptura de pendiente en la planicie de till.	Bendle <i>et al.</i> (2017), Tielidze <i>et al.</i> (2021)
	Valle de sandur o tren de valle	Ceniza, Gl. Chato	Superficies extensas de suave pendiente confinadas por las paredes del valle. Los cursos de agua que las generan son de tipo entrelazado. Presentan longitud ~900-1100 m, ancho ~50-100 y superficie ~25.000-62.000 m <sup>2</sup> .	Indicativo de altas descargas de agua de deshielo.	Benn y Evans (2010)
Periglacial	Glaciar de roca	Ceniza, Cinco Hermanos	Forma lobulada con pendiente alta en el frente (mayor a 38°). Superficies de 10.600 y 12.700 m <sup>2</sup> . Se ubican en laderas con orientación al S y SO.	Ocurren donde la temperatura media anual del aire es inferior a 0° C, donde hay suficiente humedad como para formar hielo intersticial y un elevado aporte de gelifractos desde las laderas. El límite inferior de estos glaciares puede indicar el límite inferior aproximado de	Jakob (1992); Lambiel y Reynaud (2001); Trombotto Liaudat <i>et al.</i> (2014); Ballantyne

Mapeo y análisis geomorfológico de valles y circos seleccionados

				la ocurrencia de permafrost.	(2018)
	Nicho de nivación	Ceniza, Gl. Chato	Cubetas desarrolladas en las laderas, presentan superficie media de 0,01 km <sup>2</sup> .	Pendiente de baja insolación con presencia de manchones de nieve perennes o semiperenne.	Ballantyne (2018)
	Pronival rampart	Ceniza, Cinco Hermanos, Gl. Chato	Cresta de detritos arqueada adyacente al margen inferior de un nicho de nivación. Presentan longitud media de 90 m.	Pendiente de baja insolación. Se forma en los márgenes inferiores de los manchones de nieve perennes o semiperennes que se encuentran en nichos de nivación.	Shakesby (2004); Valcárcel-Díaz <i>et al.</i> (2006); Hedding (2016)
Remoción en masa (paraglacial)	Morena deslizada	Gl. Chato	Depósito de till en contacto con el hielo y asociado a una escarpa semicircular ladera arriba, en planta presenta forma triangular y 30° de pendiente.	Pérdida de estabilidad de la morena lateral debido al adelgazamiento del glaciar.	Church y Ryder (1972); Ballantyne (2002)
	Lenguas de detritos	Ceniza	Forma linguoide de perfil longitudinal (en dirección de la pendiente) cóncavo. Longitud media 412 m y ancho medio 50 m.	Indicativo de ocurrencia de avalanchas de nieve.	Matthews <i>et al.</i> (2020)
	Cono de detritos	Esmeralda, Ceniza, Turquesa, Cinco Hermanos	Forma de semicono desarrollada al pie de las laderas. Perfil longitudinal convexo y perfil transversal cóncavo. Longitud ~8-300 m, ancho ~5-153 m y alto ~3-124 m.	Registran la depositación de sucesivos flujos de detritos.	Chandler <i>et al.</i> (2019)
	Laderas detríticas y laderas detríticas con soliflucción	Esmeralda, Ceniza, Turquesa, Cinco Hermanos, Gl. Chato	Constituidas por rocas y bloques (crioregolito) con espesor considerable y con importante material fino intersticial. Se extienden desde ~950 m s. n. m. hacia el fondo de los valles. El perfil es recto o ligeramente curvado y la pendiente es de ~31°. Pueden mostrar soliflucción, suelos estructurados, ríos de piedra. Por debajo de los 650 m s. n. m. presentan cobertura vegetal.	Comprenden la depositación de numerosos desprendimientos de detritos, principalmente gelifractos que provienen de la ladera rocosa.	Rapp (1960); Tromboto Liaudat <i>et al.</i> (2014)
Fluvial	Abanico deltaico*	Turquesa	Forma cónica triangular en planta. Superficie de 2.600 m <sup>2</sup> y pendiente de 12°. Prograda dentro de la laguna.	Retrabajo del sedimento no consolidado por canales y corrientes de agua de deshielo contemporáneas. Se desarrollan aguas abajo de una ruptura de pendiente abrupta, donde los cursos de agua principales se desconfinan y adoptan un diseño distributivo.	Glasser y Jansson (2008); Colombo (2010), Izagirre <i>et al.</i> (2018)
	Delta	Esmeralda, Ceniza	Depósito de sedimentos de forma triangular en la zona de desembocadura de los ríos en las lagunas. Superficies de ~4.750 y 62.000 m <sup>2</sup> .	Ingreso de cursos de agua de deshielo cargados de sedimentos a lagunas proglaciales.	Church y Gilbert (1975); Benn y Evans (2010)
	Llanura de inundación	Esmeralda	Superficie extensa y llana o de baja pendiente contigua a un curso fluvial. Superficie de ~62.500 m <sup>2</sup> .	Indicativas de momentos de alta descarga de agua.	Míall (2016)

\*El abanico deltaico identificado en el sitio Turquesa está conformado por una combinación de depósitos aluviales y de flujos de detritos (remoción en masa).

## **VI.6. Discusiones sobre el desarrollo geomorfológico en los sitios de estudio**

Los circos y valles, unidades geomorfológicas primarias, de los cinco sitios estudiados son parte de un típico paisaje de tipo alpino y tienen su origen en la erosión glacial producida durante las diferentes glaciaciones del Cuaternario (Rabassa, 2008). En su interior se desarrollan geoformas de origen glacial, glacifluvial, periglacial, fluvial y de remoción en masa, generadas desde fines del UMG hasta la actualidad. La generación de paisajes de tipo alpino, compuestos de redes de artesas, valles colgantes, espolones truncados, circos, aristas y cuernos, se ha producido principalmente en ambientes montañosos de alto relieve y tectónicamente activos como la cordillera de los Andes, los Alpes neozelandeses, la cordillera norteamericana y los Himalayas (p. ej., Rabassa, 2008; Berger *et al.*, 2008; Tielidze *et al.*, 2021). En la actualidad, este tipo de relieve está sujeto a modificaciones continuas a través de procesos glaciales, periglaciales y paraglaciales y, a su vez, aquellos relacionados con la fusión de glaciares producto del calentamiento global reciente que afecta en gran medida a las tasas de cambio de las geoformas (Haeberli *et al.*, 2013).

### *VI.6.1 Desarrollo geomorfológico de circos y valles de los sitios estudiados*

Los circos y valles estudiados presentan orientaciones hacia el N (Turquesa), S (Ceniza y Esmeralda), SE (Chato) y SO (Cinco Hermanos), siendo los circos y valles de orientación S y SE los de mayor desarrollo. Un estudio realizado por Oliva *et al.* (2020) sugiere que en los Andes Fueguinos los circos más grandes (en tamaño y superficie plana) están asociados a las orientaciones S y SE, mientras que los circos más pequeños se encuentran en laderas expuestas al SO, O y NO. Una posible explicación a la cual atribuyen estas distribuciones de tamaño es que los circos más expandidos suelen estar asociados a orientaciones de laderas que favorecen el balance positivo de masa glaciaria, mientras que los circos más pequeños tienden a crecer en flancos expuestos a una radiación solar más intensa (Delmas *et al.*, 2014). De esta manera, ellos exponen que la distribución azimutal de las dimensiones de los circos puede responder al resultado de las diferencias en el tiempo de residencia glacial determinado por la orientación de la ladera, ya que en las laderas orientadas al S y al SE los glaciares habrían sido los primeros en desarrollarse y los últimos en desaparecer durante las etapas frías. A su vez, en los Andes Fueguinos, la estructura tectónica predominante con lineamientos de dirección ONO-ESE y fallas oblicuas asociadas también han intervenido en el

desarrollo de la erosión glacial, tal como se ha observado en otras regiones del mundo (p. ej. Unwin, 1973; Graf, 1976; Evans, 1994; Gonzales y Aydin, 2008; Pedraza *et al.*, 2019). En Isla de los Estados, Ponce y Rabassa (2012) proponen una orientación predominante de circos hacia el SE asociada a un fuerte control estructural. La tendencia de orientaciones dominantes de circos de los Andes Fueguinos hacia el SE también se vio reflejada en el análisis de lagos y lagunas, principalmente en aquellos cuerpos de agua emplazados en circos (ver V.4 Discusión del análisis morfométrico y geomorfológico de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos). Finalmente, el circo del sitio Cinco Hermanos, de orientación SO, es uno de los pocos circos que se desarrollan con esta orientación o hacia el cuadrante O en los Andes Fueguinos (Oliva *et al.*, 2020). Coronato (1995) atribuye la ausencia de circos expuestos al cuadrante O en los valles Andorra, Cañadón del Toro y Pipo como consecuencia de las características morfológicas locales adversas en ambos valles y de la dirección O-E de la cordillera.

Los sitios Esmeralda, Ceniza y Turquesa comprenden cada uno un circo y un valle colgante que durante el UMG eran ocupados por glaciares tributarios del glaciar que se emplazaba en el valle de Carbajal-Lasifashaj (Figs. I.1 y II.2; Rabassa *et al.*, 1990a, 1996, 2000; Coronato, 1995a,b; Ponce *et al.*, 2020). La altitud del piso de estos valles colgantes en relación al piso del valle de Carbajal-Lasifashaj muestra diferencias notables. El valle de Esmeralda es el más bajo, continúa el de Ceniza y luego el de Turquesa. La diferencia altitudinal entre los dos primeros y respecto al piso del valle principal sería consecuencia de la disminución topográfica de O a E de los Andes Fueguinos y del desarrollo del glaciar que se desarrollaba sobre el valle Carbajal-Lasifashaj. Este glaciar presentaba sus nacientes en un grupo de circos localizados en la cabecera del valle Carbajal, y se extendía sobre una estructura tectónica de debilidad con una dirección de flujo hacia el E-SE, hasta unirse al paleoglaciar Beagle en el área de estancia Harberton (Rabassa *et al.*, 2000; Ponce *et al.*, 2020). De esta manera, habría desarrollado mayor espesor en el sector occidental y, por lo tanto, mayor poder erosivo que sus valles tributarios. Esta erosión diferencial habría dado lugar a la variación altitudinal entre los pisos de ambos tipos de valles (tributarios y colectores) decreciente de O a E, tal como se puede observar para los valles colgantes de las sierras de Valdivieso y Alvear.

En el sitio Turquesa, a diferencia de Esmeralda y Ceniza, el circo presenta gran desarrollo altitudinal, el valle colgante es de corta extensión y la diferencia altitudinal entre su piso y el piso del valle Carbajal-Lasifashaj es notablemente mayor.

Probablemente esta extensión altitudinal del circo y el escaso desarrollo del valle se deban a la orientación hacia el N de este sitio. El análisis de circos realizado por Oliva *et al.* (2020) muestra que aquellos con menor grado de incisión están orientados al S, SE y E, mientras que los circos más empinados están orientados al NO, N y NE. Ellos proponen que estas tendencias concuerdan con un mayor desarrollo glacial en las vertientes orientadas al SE, donde los glaciares se habrían extendido valle abajo, más allá de los límites de los circos, durante más tiempo, aumentando la erosión retrocedente de los circos por encima de su ensanchamiento y profundización. Ponce y Rabassa (2012) indican para el modelo de englazamiento de Isla de los Estados durante el UMG un mayor desarrollo y espesor de glaciares en la costa (vertiente) S con respecto a la costa (vertiente) N. Por otro lado, la diferencia altitudinal entre ambos valles indicaría una conexión a mayor altitud entre el glaciar tributario de laguna Turquesa y el paleoglaciar Carbajal-Lasifashaj. Oliva *et al.* (2020) interpretan que los glaciares de circo del sector central-oriental de la sierra de Sorondo habrían estado directamente conectados con glaciares de valle principales, en base a la escasa presencia de valles colgantes y la alta proporción de circos de ladera contabilizados en ese sector. Del mismo modo, esto podría considerarse para el glaciar que se desarrolló en el circo del sitio Cinco Hermanos, el cual se habría conectado directamente con el glaciar que se extendía en el valle Velo de la Novia y éste al paleoglaciar Beagle. Asociado a esto, en el análisis morfométrico de lagos y lagunas se contabiliza mayor proporción de lagunas en circo en la sierra de Sorondo, junto a la de Lucas Bridges y Vinciguerra (ver V.3.1 Ubicación y posición geomorfológica y Fig. V.25).

Los sitios Cinco Hermanos y glaciar Chato se emplazan en circos. El sitio Cinco Hermanos comprende un circo de ladera de orientación SO de gran desarrollo altitudinal. Circos de este tipo también fueron identificados sobre la ladera E del valle de Ceniza y sobre la ladera O del valle de Esmeralda, este último de escaso desarrollo. En la sierra de Vinciguerra, Oliva *et al.* (2020) identifican numerosos circos de ladera de dimensiones similares a las del circo de Cinco Hermanos. Circos de ladera en el Sistema Central Ibérico son atribuidos a escarpas de fallas (Gordon, 1977) y otros, identificados en Rumania, aparecen en laderas de valles de origen mixto estructural-fluvial, ortogonales a las alineaciones principales (Mîndrescu y Evans, 2014). Del mismo modo, los circos de ladera identificados en los sitios de estudio podrían asociarse a estructuras geológicas secundarias que hayan favorecido su desarrollo.

El circo del glaciar Chato corresponde a un circo anidado cuyo circo mayor tiene un área de 8,55 km<sup>2</sup>, una orientación hacia el E-NE y, además, alberga a las lagunas del Caminante y Superior y un pequeño glaciar sin nombre sobre la ladera N. Este circo mayor, durante el UMG, correspondería a un tributario del glaciar que se extendía por el valle de Andorra (Coronato, 1995a,b). El desarrollo del circo anidado con orientación SE podría deberse a la erosión diferencial producida como consecuencia del desarrollo estructural (despegue *sensu* Cao, 2019 y Torres Carbonell *et al.*, 2020) y la consecuente variación litológica en ese sector (formaciones Lemaire y Yaghán y Gabro Puente Quemado *sensu* Villar *et al.*, 2007 y González Guillot *et al.*, 2016). A su vez, luego del UMG, la posición de la LE en cotas superiores habría favorecido el desarrollo de este circo. Otro caso de circo anidado pero de dimensiones menores ocurre en el sitio Turquesa. Allí, por encima de la cresta del circo principal, se desarrolla un pequeño circo cuyo origen podría asociarse a las mismas causas que originaron el circo anidado del glaciar Chato. Se cree que la ocurrencia de circos anidados refleja el posicionamiento temporal de la LE, justo por encima del suelo del circo hospedante, permitiendo el desarrollo de pequeños glaciares de circo de corta duración a lo largo de las debilidades estructurales de la roca basal (Oliva *et al.*, 2020). Asimismo, Mîndrescu y Evans (2014) indican que la aparición de circos anidados parece estar determinada principalmente por el tamaño del circo y la estructura geológica, ya que los circos más grandes (especialmente los más profundos) son más propensos a intersectar variaciones estructurales (es decir, zonas más erosionables) que podrían conducir al crecimiento de pequeños circos en su interior, tal como se observa en los dos sitios mencionados.

#### *VI.6.2 Geoformas asociadas a procesos paraglaciales y avances glaciales posteriores al UMG*

En los cinco sitios estudiados se reconocen unidades geomorfológicas como laderas rocosas, afloramientos esculpidos por el hielo, laderas detríticas y conos de detritos. En el sentido de Ballantyne (2002), estas unidades pueden ser consideradas como paraglaciales e incluso se pueden sumar otras geoformas identificadas en algunos sitios como las fluviales (delta y llanura de inundación), de ladera (morena deslizada y abanico deltaico), y también las lagunas. La geomorfología paraglacial incluye a aquellas geoformas que están directamente condicionadas por las glaciaciones y la consecuente desglaciación. El retroceso de los glaciares deja al descubierto paisajes que se encuentran en un estado inestable o metaestable y, por lo tanto, susceptible a

modificaciones, erosión y liberación de sedimentos a un ritmo muy superior a las tasas de denudación normales (Ballantyne, 2002; McColl, 2012). Uno de los factores principales que afecta a la estabilidad de las laderas es el topográfico (Ryder 1971; Curry *et al.*, 2006; Feuillet *et al.*, 2014). Los cambios morfológicos en las laderas por retroceso glaciar pueden ser: (i) ajustes del material de la ladera en forma lenta o de reptación (Matsuoka y Abe, 2002; Jarman, 2006; Hewitt *et al.*, 2008, entre otros); (ii) ocurrencia de desprendimientos catastróficos de roca, deslizamientos y avalanchas (Hewitt, 2009; Cave y Ballantyne, 2016, entre otros); o por (iii) modificación de pendientes cubiertas de detritos, canales de flujos de detritos y procesos relacionados (Ballantyne y Benn, 1994; Haeberli *et al.*, 1999; Curry, 2000; Reid y Evans, 2016, entre otros).

La unidad ladera detrítica se presenta en los diferentes sitios y, en los valles, se la puede observar ocupando distintas posiciones altitudinales y, por lo tanto, con diferente cobertura vegetal o sin ella. A pesar de ser consideradas geoformas de tipo paraglacial, el desarrollo de vegetación en ellas indica que, en general, son geoformas inactivas, sobretodo en el valle de Esmeralda donde presentan desarrollo de bosque y en el valle de Turquesa donde presentan cobertura vegetal de tipo alpina. Sin embargo, aún son susceptibles a la ocurrencia de procesos de remoción en masa, tales como flujos de detritos, avalanchas de detritos y caída de bloques como se ha descrito anteriormente (Figs. VI.4 b a d, VI.5, VI.16.e a h). La litología metamórfica dominante de las laderas de circos y valles favorece a la producción de detritos mediante meteorización física y su disponibilidad para el desarrollo de laderas detríticas y conos de detritos en los diferentes sitios. La pendiente de las laderas es de gran importancia en el desarrollo de los procesos gravitacionales. Dai y Lee (2002) destacan que el aumento del gradiente de pendiente se correlaciona con una mayor probabilidad de inestabilidad. El ángulo crítico de inclinación en zonas montañosas, para que se generen procesos de remoción en masa, es de 30-32° (Clarke y Burbank, 2010; Tofelde *et al.*, 2017). Las laderas, detríticas y rocosas, de los diferentes sitios estudiados presentan pendientes que oscilan entre los 60° y 15°, muchas de ellas superan el ángulo crítico lo que demuestra la elevada probabilidad de ocurrencia de estos procesos.

La evolución de estas unidades paraglaciales estaría vinculada al retroceso glaciar posterior a la desconexión de los glaciares tributarios del paleoglaciar Carbajal-Lasifashaj y puede haberse visto interrumpida por los avances glaciales del Tardiglacial y Holoceno medio (Porter, 2000; Menounos *et al.*, 2013). Posterior a éstos, el reducido

tamaño de los glaciares hasta la PEH habría permitido que se produzca el reajuste continuo de estos ambientes geomorfológicos así como el avance de la cobertura vegetal hacia cotas más elevadas. En las laderas del valle de Ceniza, por encima de la línea de bosque y de la laguna homónima, las laderas detríticas se encuentran activas, con continuo transporte y depositación de detritos. Lo mismo se observa en las laderas de los circos de los sitios Turquesa, Cinco Hermanos y, fundamentalmente, Chato donde se ha producido una exposición continua de las laderas debido al retroceso reciente del glaciar. La morena deslizada de este último sitio, es un claro ejemplo de una ladera desestabilizada luego del retroceso y adelgazamiento glacial reciente. Algunos ejemplos del estudio de estos procesos en Patagonia corresponden a las laderas del canal Upsala (Moragues *et al.*, 2019) y las laderas de la laguna Torre (Winocur *et al.*, 2015). En otros lugares del mundo se han reportado en las montañas de Hindukush y Karakoram en los Himalayas (Iturrizaga, 2008) y en el valle Fox en Nueva Zelanda (McColl *et al.*, 2017).

Los avances glaciales correspondientes al Pleistoceno tardío y Holoceno han quedado registrados en algunos sitios mediante depósitos morénicos. Morenas tardiglaciales fueron reconocidas en los sitios Esmeralda y Ceniza. En Esmeralda la morena tardiglacial M2 (Fig. VI.1) fue datada por Menounos *et al.* (2013) para la cual se obtuvieron dos edades de  $14.930 \pm 1.590$  y  $14.570 \pm 1.500$  años cal. A.P. La morena M1, ubicada aguas abajo de M2, correspondería a un avance o momento de estabilización glacial posterior a la desconexión del paleoglaciar Carbajal-Lasifashaj y anterior a M2, por lo tanto, también se la asigna tentativamente al Tardiglacial. En el caso de Ceniza (Fig. VI.7) la morena es asignada al Tardiglacial debido a su posición altitudinal, morfología y desarrollo de vegetación similar a las morenas tardiglaciales de Esmeralda.

En el sitio glaciar Chato un depósito morénico ubicado a escasos metros pendiente abajo de la morena frontal PEH fue asignado un avance neoglacial (?) (Fig. VI.20). Esta edad es inferida a partir de la posición altitudinal, características morfológicas y cobertura vegetal, similares a morenas datadas por Menounos *et al.* (2013) y ubicadas en circos de las sierras de Valdivieso y Vinciguerra. Las dataciones de estos autores indican avances neoglaciales entre 7.960-7.340 y 5.290-5.050 años cal. A.P. La última de estas edades coincide con el evento climático frío asociado a la expansión de glaciares en la cuenca del lago Argentino indicado por Kaplan *et al.* (2016). La escasa presencia de depósitos asignados a esta edad en circos y valles de

altura de los Andes Fueguinos podría deberse a que la extensión de los avances neoglaciales fue similar o menor a los de la PEH (Menounos *et al.*, 2013).

Morenas asignadas a la PEH fueron reconocidas en los circos de Esmeralda, Ceniza y Chato. La edad asignada a estas morenas (< 1.000 años) se basa en su morfología fresca, forma no erosionada, proximidad a glaciares actuales y posición similar a morenas ubicadas en circos próximos y asignadas previamente a la PEH (Strelin e Iturraspe, 2007; Strelin *et al.*, 2008; Maurer *et al.*, 2012; Menounos *et al.*, 2013; Ponce *et al.*, 2015; San Martín *et al.*, 2021b).

Estos depósitos morénicos de edad tardiglacial (?), neoglacial (?) y PEH (?) fueron reconocidos únicamente en los valles de orientación S y SE. Probablemente esto se vincula a la mayor posibilidad de desarrollo de glaciares en estas orientaciones durante diferentes momentos fríos posteriores al UMG, tal como proponen Oliva *et al.* (2020) para el desarrollo de circos durante los diferentes períodos glaciares de la región (combinación del clima – menor radiación solar y mayor influencia de vientos húmedos del S y SO-, estructura geológica –intenso fallamiento y estratificación de la roca base- y topografía).

### *VI.6.3 Geoformas asociadas a procesos periglaciales recientes y actuales*

En los sitios Ceniza, Turquesa y Cinco Hermanos se observa desarrollo de lóbulos de soliflucción en laderas detríticas, con orientaciones hacia el cuadrante S (SE, S y SO). Dadas las características climáticas de los Andes Fueguinos y el consecuente congelamiento estacional del suelo durante el invierno (Valcárcel Díaz *et al.*, 2008; Santos González *et al.*, 2011), los procesos involucrados corresponderían a gelireptación y geliflucción (*sensu* Baulig, 1956; French y Harbor, 2013; Millar, 2013; Trombotto Liaudat *et al.*, 2014). Sin embargo, la soliflucción se extiende más allá de los meses estrictamente invernales, actuando mediante reptación por hielo aguja en respuesta a ciclos de congelamiento-descongelamiento diarios asociados al congelamiento nocturno. En las laderas de mayor altitud y sin vegetación, alcanza su máxima eficacia ya que allí son frecuentes los ciclos de congelamiento-descongelamiento diurnos que son poco profundos pero recurrentes en primavera y otoño (Coutard *et al.*, 1996; Matsuoka, 1998, 2005, 2014). La orientación de las laderas hacia el cuadrante S favorece la ocurrencia de estos procesos y el consecuente desarrollo de lóbulos de soliflucción debido a la menor insolación recibida. Otras

evidencias de ciclos de congelamiento-descongelamiento observadas en las laderas corresponden a los suelos estructurados en bandas y polígonos.

Entre las geoformas periglaciales reconocidas (glaciar de roca, nicho de nivación, pronival rampart, laderas detríticas con solifluxión) destaca el desarrollo de glaciares de roca en los sitios Ceniza y Cinco Hermanos. Un glaciar de roca (de escombros) es una mesoforma criogénica con permafrost de montaña, sobresaturada de hielo que, si es activa, se mueve pendiente abajo por gravedad mediante reptación y deformación del permafrost (Trombotto Liaudat *et al.*, 2014). Se forman donde hay suficiente humedad como para generar hielo intersticial que permita la deformación y movimiento de la geoforma. Se piensa que algunos glaciares de escombros se han desarrollado, al menos parcialmente, por el enterramiento de hielo glacial (Monnier y Kinnard, 2015).

El glaciar de roca del sitio Cinco Hermanos, debido a sus características (forma lobulada) y ubicación (en contacto directo y al pie de la ladera detrítica o *talus*), es posible clasificarlo como un glaciar de tipo *talus* (*sensu* Ballantyne, 2018). En el caso del glaciar de roca del sitio Ceniza, su ubicación en contacto con la morena PEH permite clasificarlo como un glaciar de roca morénico o de tipo morena (*sensu* Barsch, 1996 y Ballantyne, 2018). Ambos glaciares de roca presentan frentes con pendientes abruptas (mayores a 38°), por lo tanto, se los puede considerar activos (Trombotto Liaudat *et al.*, 2014). En ambos sitios estos glaciares se desarrollan en laderas con orientación S. Asimismo, los nichos de nivación y pronival ramparts descritos en los sitios Cinco Hermanos y Chato se desarrollan en laderas de orientación SO. Estas laderas de insolación reducida y de elevada exposición a los vientos húmedos y fríos son las más propicias para el desarrollo de geoformas periglaciales (French, 2007; Ballantyne, 2018), tal como se han reportado en otros sitios de los Andes Fueguinos (Brancaleoni *et al.*, 2003; Redondo Vega, 2004; Santos González *et al.*, 2011).

El límite inferior de estos glaciares de roca activos permite estimar una cota mínima para la ocurrencia de permafrost de tipo esporádico en los sitios Cinco Hermanos y Ceniza (Jakob, 1992; Lambiel y Reynaud, 2001; Lilleoren y Etzelmüller, 2011). En el caso del sitio Ceniza se ubicaría aproximadamente a 960 m s. n. m. y en Cinco Hermanos a 830 m s. n. m. Estudios realizados en los Andes Fueguinos, mediante una combinación de observaciones de estructuras de congelamiento y descongelamiento, y una estimación de la isoterma media anual del aire de 0 °C a 950 m s. n. m., incluyeron a Tierra del Fuego en la región andina argentina en la que el límite

inferior del permafrost se ubicaría a 900 m s. n. m. (Corte, 1997). Por su parte, Garleff (1977) situó el límite inferior de los procesos de soliflucción y suelos estructurados a 700 m s. n. m. en el sector central de los Andes Fueguinos. Estudios más localizados y recientes, sobre la base de mediciones de temperatura del suelo y presencia de glaciares de roca activos describen la existencia de permafrost, al menos esporádico, por encima de los 850 m s. n. m. en el cerro Krund (Valcárcel-Díaz *et al.*, 2008; Santos González *et al.*, 2011). Sin embargo, estos autores también han detectado glaciares de roca con signos de actividad cuyos frentes se ubican en cotas que alcanzan los 750 m s. n. m. Sobre la base de estos trabajos, la propuesta de ocurrencia de permafrost, al menos esporádico, en los sitios estudiados se encuentra dentro de los límites altitudinales planteados para otros sitios de los Andes Fueguinos.

#### *VI.6.4 Geoformas proglaciales asociadas al retroceso glacial reciente*

Las áreas proglaciales son definidas como aquellas localizadas entre la extensión glacial alcanzada durante la PEH y el margen glacial actual (Schiefer y Gilbert, 2007; Heckmann *et al.*, 2012; Heckmann y Morche, 2019). El estudio de la evolución de estos ambientes en circos es escaso (Brynjólfsson *et al.*, 2012; Lukas, 2012; Serrano y Martín-Moreno, 2018; Heckmann y Morche, 2019). Los ambientes proglaciales se consideran sistemas de equilibrio ajustados a un régimen climático, hidrológico y geomorfológico con desarrollo de geoformas características (Slaymaker, 2011). Gärtner-Roer y Bast (2019) describen en un ambiente proglacial morenas con núcleo de hielo, cuerpos de hielo muerto, glaciares de roca, morenas de empuje, lagunas resultantes de termokarst y geoformas asociadas a procesos gravitacionales y glaciafluviales. La periodicidad diaria y estacional del deshielo de los glaciares, los episodios de alta magnitud y baja frecuencia de la dinámica del agua de deshielo y los cambios asociados en la dinámica fluvial y la disponibilidad de sedimentos (p. ej., Marren, 2005; Milan *et al.*, 2007; Baewert y Morche, 2014; Mao *et al.*, 2014; Leggat *et al.*, 2015), sugieren que este "equilibrio" es altamente dinámico (Carrivick y Heckmann, 2017).

El sitio glaciar Chato, en su área proglacial, presenta una particular asociación de geoformas de origen supraglacial, subglacial, glacial marginal, glaciafluvial, periglacial y paraglacial. Estas geoformas se asocian al rápido retroceso glacial y a procesos de desprendimiento de hielo muerto, ocurridos principalmente desde 1970, como resultado del aumento de la temperatura media anual y la disminución de las

precipitaciones en comparación con el promedio histórico (San Martín *et al.*, 2021b). Destaca la presencia de morenas anuales, morenas hummocky, flutes, esker y conos sucios, expuestos a la superficie principalmente después del año 2005. El área proglacial del glaciar Chato es un claro ejemplo de un ambiente con equilibrio altamente dinámico, evidenciado principalmente por los rápidos cambios morfológicos que han ocurrido en sus geformas y porque algunas de éstas son efímeras, como ocurre con los conos sucios, esker y morenas anuales (San Martín *et al.*, 2021b).

Las morenas anuales se forman por la interacción entre el frente glacial y el banco de nieve marginal al glaciar mientras éste avanza (Hewitt, 1967; Price, 1970; Beedle *et al.*, 2009; Schomacker *et al.*, 2012; Hiemstra *et al.*, 2015; Luckman, 2017). Dentro de un contexto de retroceso glacial generalizado en el glaciar Chato (San Martín *et al.*, 2021 a,b), estas morenas podrían haber sido desarrolladas en respuesta a avances glaciales invernales. Durante el verano el frente glacial se retira debido al deshielo, sin embargo, la masa de hielo en sí no deja de fluir y la tasa de ablación simplemente supera a la tasa de sustitución del hielo en el frente. Durante el invierno, cuando el deshielo cesa, la situación se invierte y el borde de hielo avanza (Smith, 1960; Birnie, 1977). El suministro de escombros arrastrados por el agua de deshielo se produce por conductos englaciales (Swift *et al.*, 2006). Los escombros suministrados por las laderas laterales del circo sobre la superficie del glaciar Chato son transportados por grietas glaciales durante la temporada de ablación y contribuyen al desarrollo de este tipo de morenas.

La asociación de geformas conformada por morenas hummocky y topografía kame y kettle, entre otras, se conoce comúnmente como “topografía de hielo estancado (muerto)”, que es resultante de la inversión topográfica y/o desarrollo de karst glacial sobre glaciares cubiertos de detritos (Clayton, 1964; Mayludov, 2006, Ben y Evans, 2010). Aunque el glaciar Chato no es un glaciar de tipo cubierto, exhibe una considerable cantidad de detritos supra y englaciales. Estos sedimentos provienen del retrabajo y la caída de depósitos de till que cubren las laderas del circo, y también son producto de la crioclastia sobre las rocas metamórficas circundantes. De acuerdo con Schomacker y Benediktsson (2018), las morenas hummocky son geformas típicas de ambientes supraglaciales de hielo muerto. El rápido retroceso y adelgazamiento del glaciar Chato luego del año 1970 favoreció la desconexión de hielo muerto (San Martín *et al.*, 2021b). A su vez, el abundante aporte de detritos desde las laderas cubrió la superficie de ese hielo y favoreció el desarrollo de morenas hummocky al pie de la

morena lateral PEH. Posteriormente, la presencia de una roca aborregada también favoreció la desconexión de hielo glacial permitiendo el desarrollo de morenas hummocky pendiente abajo de ésta. Fragmentos de hielo muerto dieron lugar al desarrollo de kettles (actualmente lagunas kettles) al ser rodeados por sedimentos del abanico glacifluvial.

Los flutes han sido ampliamente descritos en importantes regiones del planeta afectadas por glaciaciones del Pleistoceno, principalmente en el Hemisferio Norte (Embleton y King, 1975; Boulton, 1976; Rose, 1987; Gordon *et al.*, 1992; Ponce *et al.*, 2020, entre otros). En el circo del glaciar Chato la orientación de las geoformas reconocidas como flutes coincide con la orientación de estrías observadas sobre la roca aborregada y, en consecuencia, con la antigua dirección de flujo glacial. Por lo tanto, su origen estaría asociado a la presencia de un umbral rocoso (roca aborregada) y al efecto de sombra de presión ocurrido cuando el glaciar sobrepasó a dicho umbral. Cuando esto ocurre, se produce una elevada presión de poro en sedimentos ricos en arcilla y limo que genera una reducción en la fuerza de los sedimentos y, en consecuencia, la deformación del substrato, generando flutes (Hubbard y Reid, 2006; Evans y Orton, 2015).

Los eskers son crestas alargadas y sinuosas compuestas de arena y grava glacifluviales (Warren y Ashley, 1994). Son generados en canales de drenaje con posiciones englaciales, supraglaciales y subglaciales (Bannerjee y McDonald, 1975; Storrar *et al.*, 2014). La morfología, textura y estructura sedimentaria de los eskers, descritos en el circo del glaciar Chato, evidencian un proceso de depositación por corrientes tractivas en contacto con el hielo. Sus características morfológicas y sedimentológicas coinciden con aquellas descritas por muchos autores para eskers en glaciares de base templada así como para mantos de hielo y glaciares de piedemonte y descarga en el Hemisferio Norte (Bannerjee y McDonald, 1975; Warren y Ashley, 1994; Benn y Evans, 2010; Storrar *et al.*, 2014; Ponce *et al.*, 2020). No existen antecedentes sobre este tipo de geoformas en circos glaciares. El colapso y la erosión de sedimentos, observados en estas geoformas durante diferentes campañas realizadas en el transcurso de esta tesis, han demostrado que son muy inestables en este tipo de ambientes, por lo tanto, se estima una corta preservación temporal.

La morfología, distribución y orientación de los conos sucios (*sensu* Swithinbank, 1949), observados sobre la superficie del glaciar Chato y el área proglacial proximal, han permitido inferir un origen por inversión topográfica de grietas glaciales rellenas con sedimentos supraglaciales. La foliación y grietas glaciales juegan un rol

clave en el ingreso de detritos supraglaciales, su transporte y depositación (Goodsell *et al.*, 2005). Los detritos que forman parte de los conos sucios provienen de la meteorización física de las rocas de las laderas del circo, principalmente la ladera NE, y de sedimentos englaciales. La posición supraglacial de los conos sucios y el bajo contenido de limo y arcilla indican que los sedimentos no provienen del till basal, descartando un proceso de formación asociado a crestas de grietas glaciales de compresión (*crevasse-squeeze ridges*) (Sharp, 1985; Evans *et al.*, 2016). Los sedimentos localizados dentro de las grietas glaciales aíslan el hielo subyacente y lo protegen del derretimiento. De esta manera, ocurre deshielo diferencial entre el hielo subyacente y el hielo glacial circundante, dando lugar a que se forme un relieve positivo respecto de la superficie del glaciar conformado por el relleno de grietas y un núcleo de hielo (Sharp, 1949; Goodsell *et al.*, 2005). Los conos sucios descritos fueron reconocidos en diferentes sectores del glaciar Chato, debido al rápido adelgazamiento del hielo. Sin embargo, la abundante circulación de agua de deshielo, los sedimentos pobremente consolidados y las dimensiones de estas geoformas las hacen vulnerables a la erosión y, en consecuencia, son geoformas efímeras.

La asociación de geoformas descrita en el sitio glaciar Chato no fue observada en los demás sitios estudiados en esta tesis y tampoco en otros sitios de los Andes Fueguinos. El desarrollo de estas geoformas responde a una conjugación de características geomorfológicas, litológicas y de dinámica glacial particulares que se dan en ese sitio. Las características topográficas del fondo del circo del glaciar Chato, con presencia de una gran roca aborregada, su forma alargada y su suave pendiente, junto con la alta disponibilidad de sedimentos y agua de deshielo, así como la desconexión de fragmentos de hielo muerto producida por el rápido retroceso y adelgazamiento del glaciar desde el año 1970, han sido los principales factores que favorecieron el desarrollo y la conservación de este conjunto de geoformas (San Martín *et al.*, 2021b). La escasa consolidación de los sedimentos y las reducidas dimensiones del relieve los hacen muy susceptibles a la erosión producida por el intenso drenaje del agua de deshielo y las precipitaciones, lo que les confiere un carácter efímero. Se considera que estas circunstancias podrían ser la causa de la falta de antecedentes a nivel mundial sobre el desarrollo de este tipo de geoformas asociadas con el retroceso reciente de glaciares de circo.

# Capítulo VII

## Análisis de testigos sedimentarios lacustres



## RESULTADOS

### VII Análisis de testigos sedimentarios lacustres

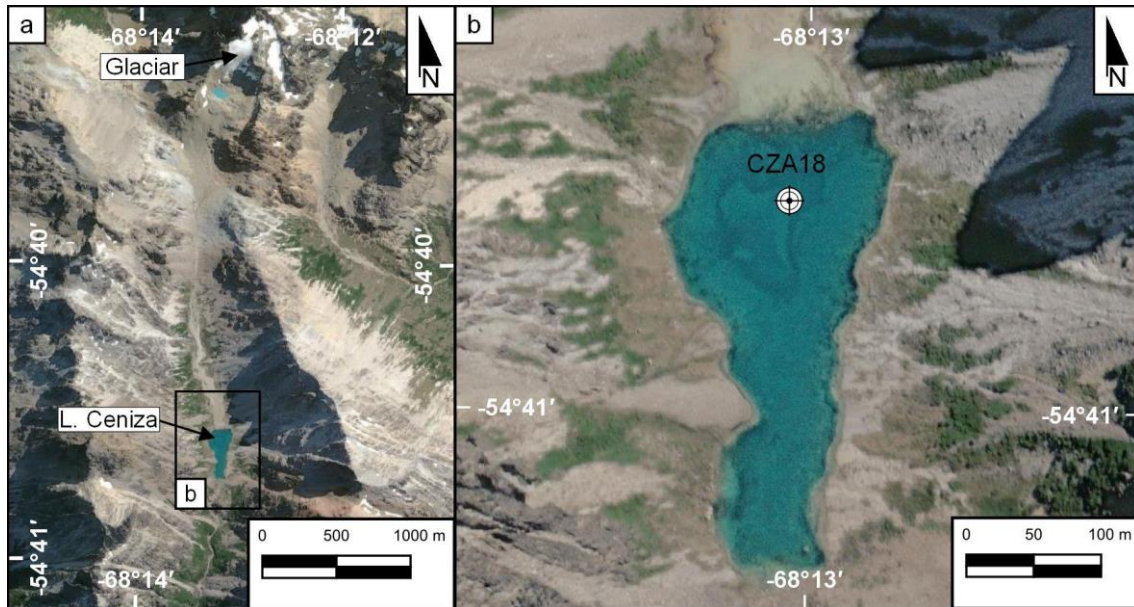
Los sedimentos de fondo lacustre constituyen importantes archivos para el estudio de variaciones ambientales durante el Cuaternario. Además, el análisis de testigos sedimentarios de lagos proglaciales permite reconstruir el comportamiento de los glaciares durante los últimos miles de años en base a estudios sedimentológicos y geoquímicos de alta resolución. En este capítulo se presenta el análisis sedimentológico y geoquímico de dos testigos sedimentarios obtenidos de las lagunas Ceniza (CZA18) y Esmeralda (ESM17) (Tabla VII.1).

**Tabla VII.1:** Testigos sedimentarios obtenidos del fondo de las lagunas.

<b>Testigo</b>	<b>Longitud</b>	<b>Ubicación</b>
CZA18	102 cm	Laguna Ceniza 54° 40' 38" S 68° 13' 13" O
ESM17	71 cm	Laguna Esmeralda 54° 41' 24" S 68° 07' 46" O

#### VII.1 Testigo CZA18

La laguna Ceniza se ubica a una cota de 584 m s. n. m. y presenta una profundidad máxima de aproximadamente 7 m. El testigo, de 102 cm de longitud, se extrajo de un sector de la laguna cercano al frente del delta, cuyos cauces alimentadores provienen de la cabecera y el tren de valle (Figs. VII.1 y VI.7). Las dataciones obtenidas indican que el registro sedimentario de este testigo abarca, al menos, los últimos 2.775 años calibrados A.P. (74 cm de profundidad).



**Figura VII.1:** (a) Imagen satelital del valle de la laguna Ceniza. (b) Ubicación del sitio de extracción del testigo CZA18.

El testigo CZA18 se compone de sedimentos clásticos dispuestos en láminas ( $< 1$  cm) y capas ( $> 1$  cm) con espesores que van desde menos de un milímetro hasta pocos centímetros (Fig. VII.2). La granulometría predominante corresponde a limo (principalmente muy fino y fino), además hay presencia de arcilla y arena cuyas proporciones varían a lo largo del registro. La materia orgánica es escasa y de tamaño micrométrico, con la excepción de algunos niveles arenosos en los que se identifican macrorrestos vegetales (*sensu* Dickson, 1986; Mauquoy *et al.*, 2010) con tamaño entre 0,5 a 2 mm. Además, al microscopio, se reconocen diatomeas distribuidas en diferentes proporciones a lo largo del testigo (San Martín *et al.*, 2022). Los perfiles verticales de valores de susceptibilidad magnética (SM) muestran un patrón variable con valores máximos de 7,5 SI, mínimos de 0,3 SI y un promedio de 3,7 SI. Asimismo, el perfil de valores de densidad también muestra un patrón variable pero de menor intensidad con un valor máximo de  $1,87 \text{ g/cm}^3$ , mínimo de  $1,29 \text{ g/cm}^3$  y un promedio de  $1,6 \text{ g/cm}^3$ . Las mediciones de estas variables fueron obtenidas a partir de los 6 cm de profundidad debido a rotura del testigo en su porción superior. En el caso de los niveles arenosos estas propiedades no pudieron ser medidas correctamente debido al desnivel negativo respecto al resto del testigo como consecuencia de pérdida de sedimentos por ausencia de cohesión.

Por otro lado, se reconocen artefactos, es decir, modificaciones artificiales del aspecto y/o propiedades del testigo, introducidas durante su recuperación o posterior manipulación, que distorsionan las características originales del registro sedimentario

(Brignone, 2021). En este caso, las capas y láminas del testigo presentan una leve deformación (convexidad) progresiva desde el techo y la base hacia el centro. Este tipo de deformación es producida en los sedimentos blandos al ser sometidos al vacío mediante muestreo con pistón (Schnurrenberger *et al.*, 2003).

#### *VII.1.1 Definición de litofacies*

Se distinguieron siete litofacies que se repiten a lo largo del testigo: (1) limo arenoso (LA), (2) limo arcilloso laminado (Lal), (3) limo laminado (Ll), (4) limo arcilloso blanco (Lab), (5) limo arcilloso gris (Lag), (6) arena limosa ocre (ALo) y (7) arena limosa gris (ALg) (Fig. VII.2). En toda la extensión del testigo el contenido de arcilla corresponde a clorita ( $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10} \cdot (\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$ ) e illita ( $(\text{K,H}_3\text{O})(\text{Al, Mg, Fe})_2(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}$ ) (Fig. VII.3). Las facies LAI, Ll y ALg presentan materia orgánica. De estas facies, LA y ALg presentan mayor contenido (2 y 3% respectivamente), de tamaño promedio menor a 1 mm y se encuentran bien preservados, con rasgos fisonómicos reconocibles a la lupa. Por su parte, la facies ALg, contiene restos que alcanzan tamaños de 2 mm y presentan estructuras reconocibles a ojo.

(1) *Limo arenoso (LA)*: Se compone principalmente de limo arenoso de color ocre. Se presenta en capas desde 4 cm de espesor a láminas de 0,5 cm de espesor y representa un 35 % del testigo (Fig. VII.4.a). Internamente presenta laminación paralela, diferenciándose en algunas secciones del testigo láminas de color ocre oscuro continuadas por otras de color ocre claro. Ocurre como *sets* de bandas y láminas con gradación normal. Se observa materia orgánica (2%) de tamaño submilimétrico y, al microscopio, se reconocen diatomeas. Los contactos son netos y planos en base y techo y el techo se encuentra en contacto con mayor frecuencia con la litofacies limo arcilloso laminado. Los registros de SM arrojan valores entre 6,7 y 1,1 SI y un promedio de 3,8 SI. En cuanto a la densidad, los valores se encuentran entre 1,87 y 1,3 g/cm<sup>3</sup> con un promedio de 1,6 g/cm<sup>3</sup>.

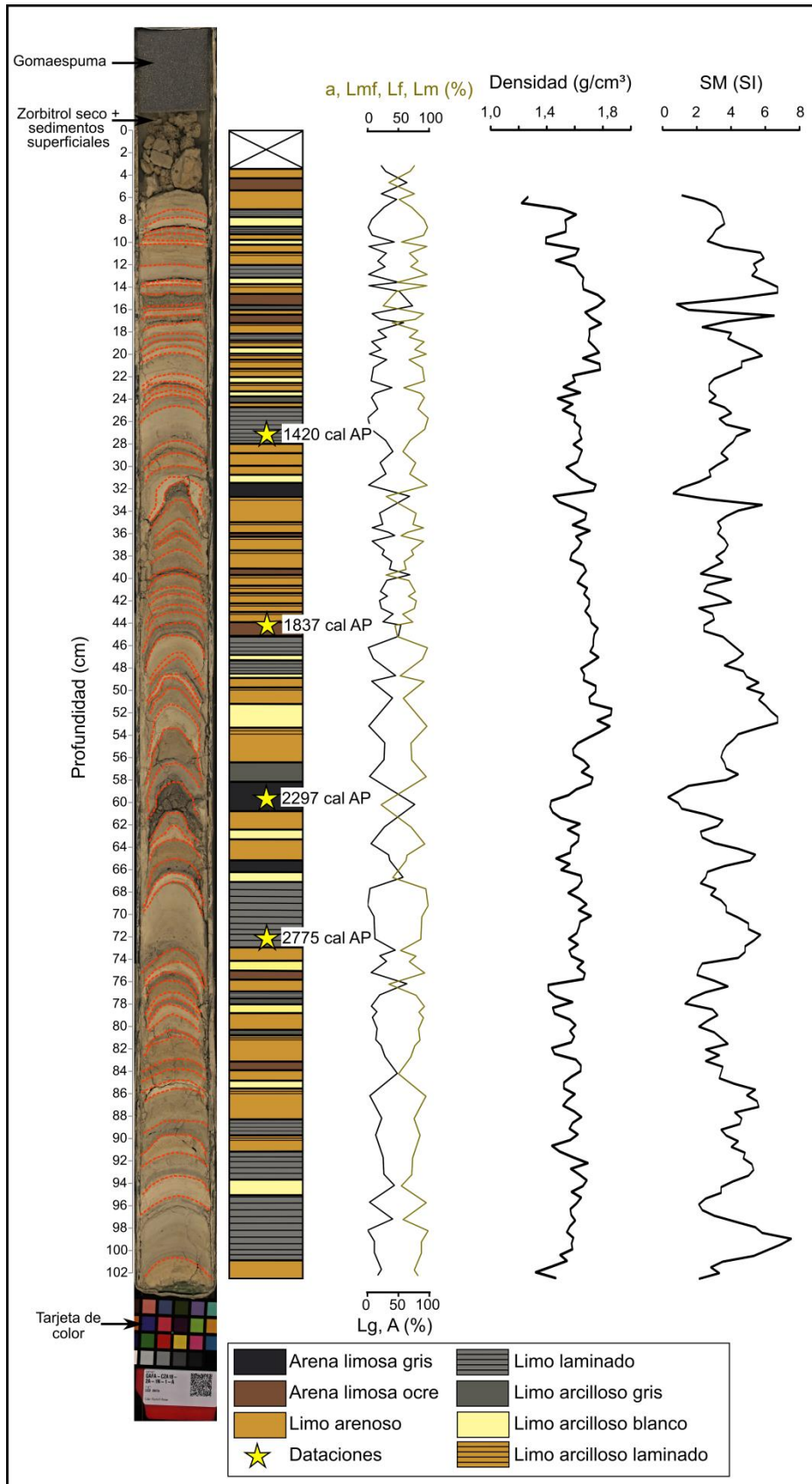
(2) *Limo arcilloso laminado (Lal)*: Se compone de limo arcilloso de color ocre. Se presenta en láminas de hasta 0,5 cm de espesor y representa un 5 % del testigo (Fig. VII.4.a). Internamente presenta laminación paralela. Los contactos son transicionales y planos en la base y netos y planos en el techo. La base se encuentra en contacto con la facies LA. Los registros de SM arrojan valores entre 6,5 y 1,1 SI y un promedio de 3,2

SI. Los valores correspondientes a densidad oscilan entre 1,72 y 1,41 con un promedio de 1,3 g/cm<sup>3</sup>.

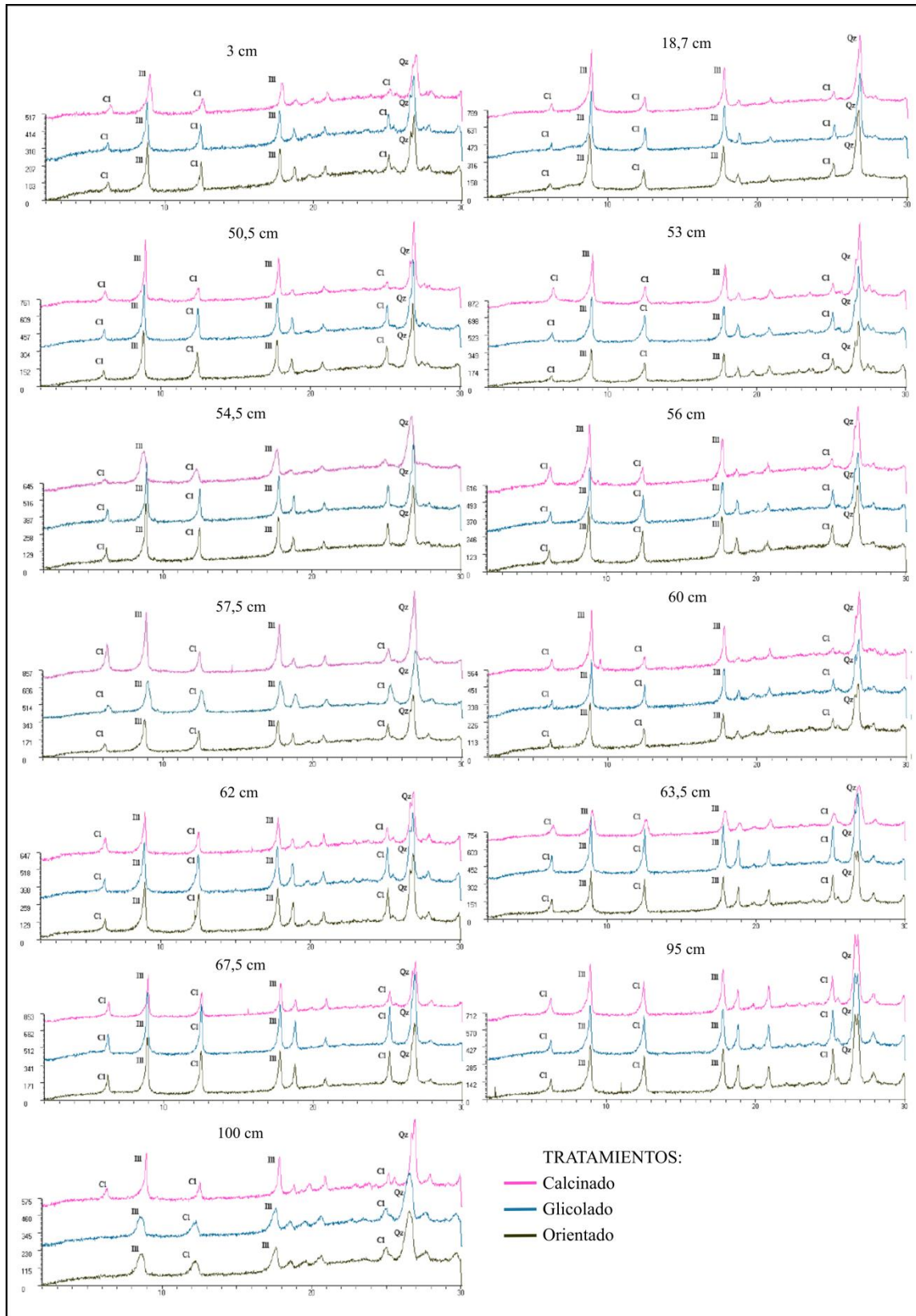
(3) *Limo laminado (Ll)*: Se compone de limo de color gris claro con gradación normal (Fig. VII.4.b). Comprende capas de 5 cm a 1 cm de espesor y representa un 30 % del testigo. Presenta laminación paralela tenue, la cual se reconoce por la presencia de materia orgánica (escasa y de tamaño submilimétrico) en la base de las láminas. Los contactos de estas capas son difusos en la base y netos en el techo, las láminas, por su parte, presentan contactos netos en base y techo. Esta litofacies se encuentra en contacto con mayor frecuencia con la litofacies limo arenoso. Los valores de SM obtenidos de estos sedimentos oscilan entre 7,5 y 1,5 SI con un promedio de 4,1 SI. Los valores de densidad se encuentran entre 1,79 y 1,45 g/cm<sup>3</sup> con un promedio de 1,6 g/cm<sup>3</sup>.

(4) *Limo arcilloso blanco (Lab)*: Esta facies se compone de sedimentos limo arcillosos de color blanco, macizos (Fig. VII.4.c). Comprende capas desde 2 cm de espesor máximo a láminas de, al menos, 2 mm de espesor y representa un 20 % del testigo. Los contactos son netos y planos en la base y difusos en el techo y se encuentra en contacto con mayor frecuencia con las litofacies limo arenoso y limo arcilloso laminado. En esta facies no se observa materia orgánica. Los valores de SM para estos sedimentos se encuentran entre 6,7 y 2,1 SI con un promedio de 4,1 SI. Los valores correspondientes a densidad oscilan entre 1,75 y 1,49 g/cm<sup>3</sup> con un promedio de 1,6 g/cm<sup>3</sup>.

(5) *Limo arcilloso gris (Lag)*: Esta facies se compone de limo arcilloso gris, macizo (Fig. VII.4.d). Incluye una capa de 1,5 cm de espesor y dos láminas de 0,5 cm cada una y representan un 5 % del testigo. Los contactos son netos y planos en base y techo. No se observa materia orgánica. Los valores de SM obtenidos de estos sedimentos oscilan entre 4,4 y 1,3 SI con un promedio de 3,3 SI. Los valores de densidad se encuentran entre 1,75 y 1,49 g/cm<sup>3</sup> con un promedio de 1,7 g/cm<sup>3</sup>.



**Figura VII.2:** Testigo sedimentario CZA18. De izquierda a derecha: fotografía de alta resolución del testigo, las líneas punteadas de color naranja indican la delimitación de facies litológicas; esquema de la columna estratigráfica; curvas de granulometría (a: arcilla; Lmf: limo muy fino; Lf: limo fino; Lm: limo medio; Lg: limo grueso; A: arena); curva de densidad y curva de susceptibilidad magnética (SM).

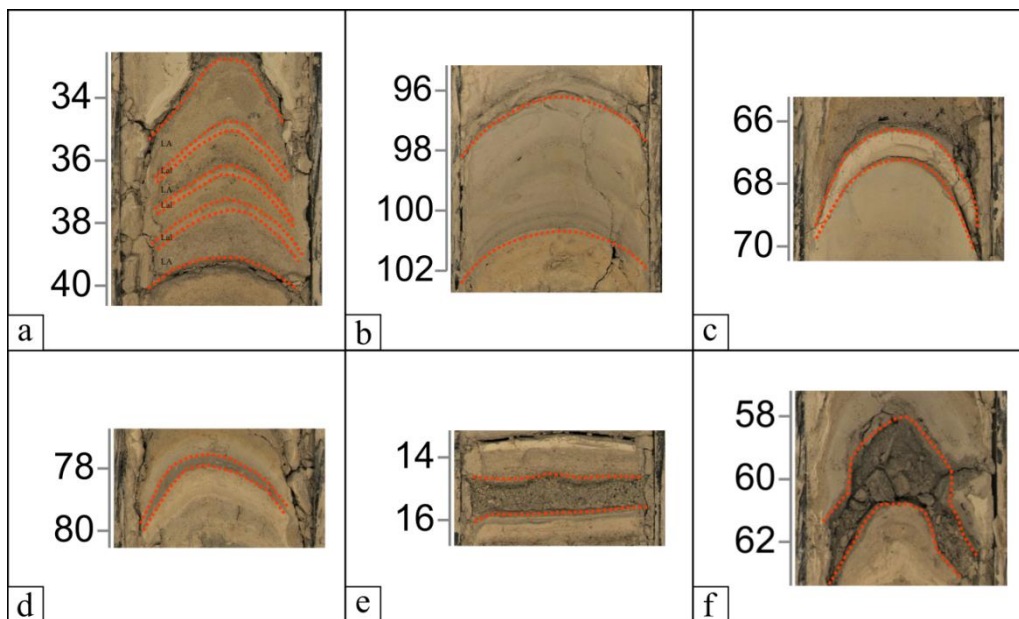


**Figura VII.3:** Difractogramas de las 13 muestras tomadas del testigo CZA18 para la determinación de arcillas. Cl: clorita; Ill: illita; Qz: cuarzo.

(6) *Arena limosa ocre (ALo)*: Se compone de sedimentos arenolimosos de color ocre, la fracción arena comprende granulometrías desde muy fina a gruesa (Fig.

VII.4.e). Se dispone en capas y láminas de 1 a 0,5 cm de espesor y representan un 10 % del testigo. No se reconocen estructuras. Algunos niveles presentan materia orgánica de tamaño submilimétrico. Los contactos son abruptos en la base y difusos en el techo. Los valores de SM se encuentran entre 6,5 y 0,8 SI con un promedio de 3,1 SI. Los valores de densidad se encuentran entre 1,83 y 1,46 g/cm<sup>3</sup> con un promedio de 1,6 g/cm<sup>3</sup>. Las magnitudes de estos valores probablemente se ven reducidas por medición errónea debido a la irregularidad de la superficie del testigo en estas facies.

(7) *Arena limosa gris (ALg)*: Se compone de sedimentos arenolimosos de color gris, la fracción arena comprende granulometrías desde muy fina a gruesa (Fig. VII.4.f). Comprende tres capas que presentan espesores entre 2,5 a 1,3 cm de espesor y representa un 5 % del testigo. Esta litofacies aparece de forma esporádica en contacto con las facies Lab, AL, Lal y Lag No se reconocen estructuras sedimentarias. En los niveles que se encuentran a 60 y 66 cm de profundidad se reconocen macrorrestos vegetales (3%). Los contactos son netos en base y techo. Los valores de SM se encuentran entre 3,8 y 0,3 SI con un promedio de 1,7 SI. Así como ocurre en la facies ALo, estos valores respecto a las demás facies de menor granulometría son menores a lo esperado. Esto podría deberse al error en la toma de datos generado por la irregularidad del testigo o a la mayor cantidad y tamaño de restos de materia orgánica identificado en esta facies.



**Figura VII.4:** (a) Limo arenoso y limo arcilloso laminado de color ocre, se observa una sucesión de sets granodecrecientes. (b) Limo laminado, se diferencian las láminas con la base de color gris oscuro por presencia de materia orgánica. (c) Limo arcilloso blanco. (d) Limo arcilloso gris. (e) Arena limosa ocre. (f) Arena limosa gris.

VII.1.2 Análisis de geoquímica elemental

A partir de los datos obtenidos mediante los análisis de XRF se pueden identificar variaciones en la composición elemental de las diferentes facies así como a lo largo de los testigos. Estas variaciones permiten hacer inferencias respecto al ingreso de sedimentos a los cuerpos de agua, presencia de sedimentos autigénicos, variación en la actividad biológica, entre otros. Esta información, junto al análisis sedimentológico, permitirá realizar una reconstrucción paleoambiental y paleoclimática de las dos lagunas estudiadas y su entorno.

El registro elemental del testigo CZA18 comprende desde los 6 a 102 cm de profundidad, con una resolución de 0,5 mm. Al igual que con las mediciones para densidad y SM, debido a rotura de los primeros 5 cm del testigo no pudieron obtenerse las concentraciones elementales de esa sección. Asimismo, las mediciones en algunos niveles arenosos resultaron erróneas ya que, al ser deleznable, presentaban un desnivel negativo respecto al resto del testigo haciendo técnicamente defectuosos el registro. Por este motivo, los resultados de geoquímica elemental que se describen para las facies ALo y ALg pueden no ser completamente certeros.

Se analizaron las variaciones de las concentraciones elementales (Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr, Zr) calculadas en cuentas por segundo (cps). Se realizó una matriz de correlación (Tabla VII.2) para cuantificar la fuerza de correlación entre pares de elementos del *set* de datos. Esta matriz muestra la existencia de correlaciones positivas y negativas entre diferentes elementos.

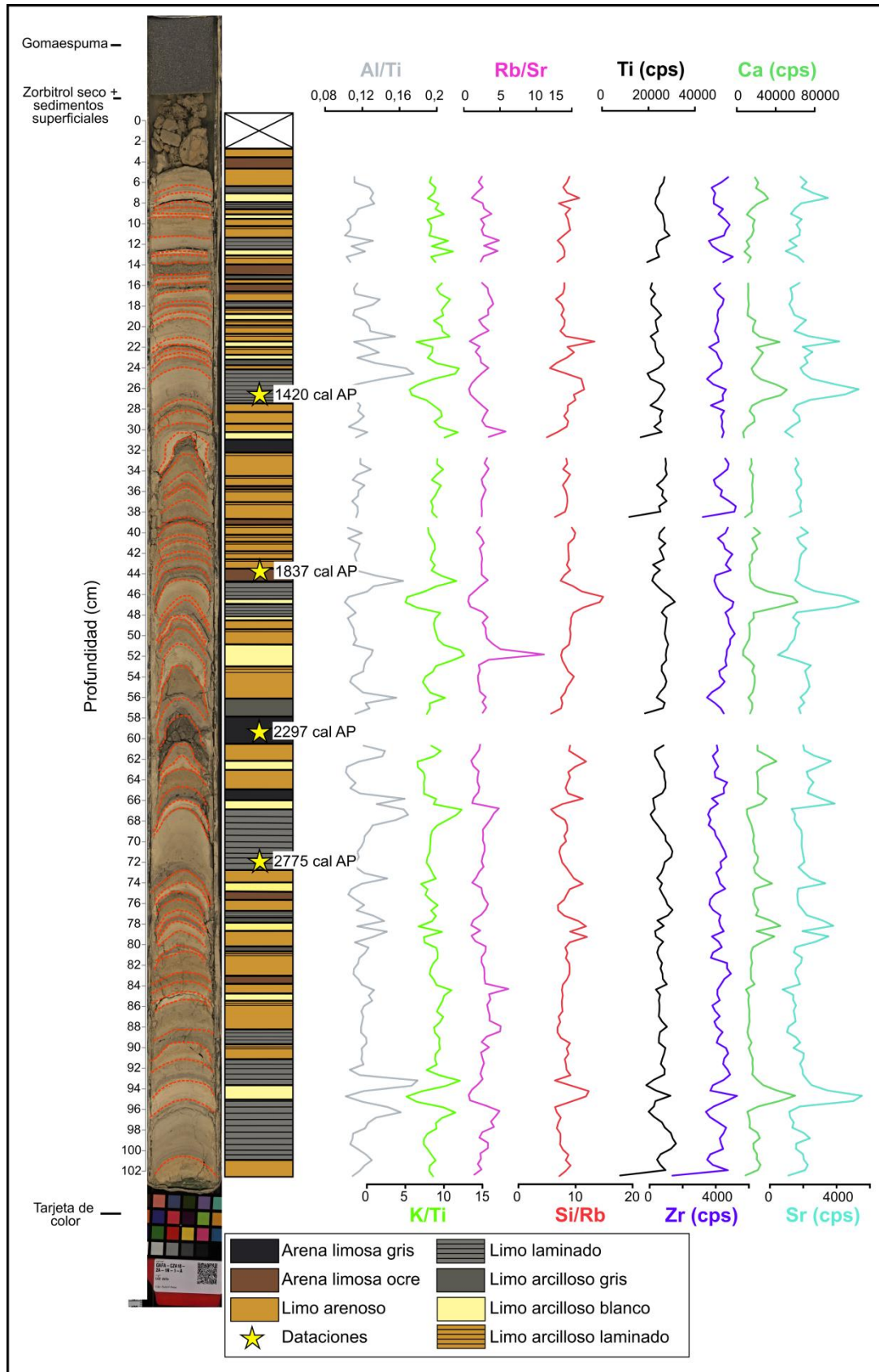
**Tabla VII.2:** Matriz de correlación lineal (valores R) para el análisis elemental del testigo CZA18. Se resaltan en “negrita” los coeficientes de correlación con valores significativos ( $R > 0,5$  y  $R < -0,5$ ).

	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Rb	Sr	Zr
Al	1									
Si	0,48	1								
K	<b>0,60</b>	0,10	1							
Ca	-0,02	0,35	<b>-0,65</b>	1						
Ti	0,36	0,46	0,30	0,17	1					
Mn	<b>0,50</b>	0,33	<b>0,50</b>	-0,18	<b>0,51</b>	1				
Fe	0,40	0,19	0,41	-0,15	0,56	0,59	1			
Rb	<b>0,54</b>	-0,06	<b>0,70</b>	<b>-0,64</b>	0,09	0,41	0,30	1		
Sr	-0,08	0,28	<b>-0,68</b>	<b>0,95</b>	0,11	-0,24	-0,22	<b>-0,62</b>	1	
Zr	-0,14	0,02	0,07	0,04	0,41	0,09	0,00	-0,16	0,08	1

En base a los datos arrojados por la matriz de correlación se confeccionaron los perfiles elementales Al/Ti, K/Ti, Rb/Sr, Si/Rb, Ti, Zr, Ca y Sr (Fig. VII.5). Se utilizó el Ti como elemento normalizante para el Al y K por ser estable y característico de sedimentos de grano medio. En el caso de la relación Rb/Sr se utilizó el Rb debido a la afinidad de éste con el K en minerales arcillosos y el Sr como normalizante ya que éste se puede encontrar en la estructura cristalina de plagioclasas. El Rb se utilizó como normalizante para el Si por ser abundante en arcillas y así reforzar la señal de Si como indicador de fracciones tamaño limo grueso y arena.

(1) *Limo arenoso (LA)*: Los datos de geoquímica elemental de las diferentes relaciones y elementos analizados muestran valores estables en esta facies a lo largo del perfil. Las relaciones Al/Ti y K/Ti presentan valores intermedios a altos. Al/Ti presenta el mayor valor promedio (0,21) entre las diferentes facies y K/Ti tiene un valor promedio de 8,88. Las curvas de Rb/Sr y Si/Rb muestran valores intermedios (2,60 y 8,44 respectivamente). Los elementos Ti y Zr muestran valores intermedios a altos, con promedios de 24.972 cps para Ti y 4.263 cps para Zr, este último presenta picos positivos en algunos niveles (ej.: 38 y 82-83 cm). Los elementos Sr y Ca muestran valores intermedios a bajos, con promedios de 17.792 y 1.876 cps cada uno.

(2) *Limo arcilloso laminado (Lal)*: La resolución de análisis de la geoquímica elemental no permite determinar con exactitud las concentraciones para esta facies debido al escaso espesor que presentan sus láminas. Se observa que las relaciones Al/Ti, K/Ti y Rb/Sr presentan valores promedio intermedios, siendo éstos 0,16, 8,76 y 2,83 respectivamente. La relación Si/Rb muestra valores intermedios con un promedio de 8,41. Los elementos Ti y Zr muestran valores intermedios a bajos con valores promedio de 24.387 y 4.114 cps respectivamente. Por último, los elementos Ca y Sr también presentan valores intermedios a bajos con promedios de 17.086 y 1.974 cps cada uno.



**Figura VII.5:** Testigo sedimentario CZA18. De izquierda a derecha: fotografía de alta resolución del testigo, las líneas puntadas de color naranja indican la delimitación de litofacies; esquema de la columna estratigráfica; perfiles geoquímicos elementales.

(3) *Limo laminado (Ll)*: Los perfiles geoquímicos en esta facies muestran tendencias crecientes y decrecientes para las diferentes relaciones y elementos. Las relaciones Al/Ti, K/Ti y Rb/Sr presentan valores crecientes que hacia el techo de la facies terminan en picos positivos. Los valores promedio para estas relaciones son 0,13, 8,71 y 2,68 respectivamente. La relación Si/Rb muestra tendencias y picos opuestos al de estas relaciones y presenta un valor promedio de 8,39. Los elementos Ti y Zr presentan un comportamiento similar al de Si/Rb, es decir, con una tendencia decreciente hacia el techo de la facies. Los valores promedio son 25.345 y 4.172 cps para cada uno, en el caso del Ti corresponde al mayor valor promedio entre las diferentes facies y para el Zr al menor. Los elementos Ca y Sr presentan valores intermedios a altos con valores promedio de 21.293 y 2.106 cps. Estos elementos muestran picos positivos en algunos niveles de esta facies y resalta un pico fuertemente positivo en ambos a los 27 cm de profundidad.

(4) *Limo arcilloso blanco (Lab)*: En esta facies las curvas de Ca y Sr en general muestran picos fuertemente positivos y las de Al/Ti, K/Ti y Rb/Sr picos positivos y negativos, con un comportamiento en espejo entre ambos grupos. Los valores promedio son 24.958 cps para Ca, 2.389 cps para Sr, 0,12 para Al/Ti, 8,85 para K/Ti y 2,82 para Rb/Sr; en el caso de Ca, Sr y Rb/Sr corresponden a los mayores valores promedio entre todas las facies. Las curvas de Ca y Sr presentan picos fuertemente positivos, con un máximo en 94,5 cm de profundidad. El registro de Rb/Sr muestra un pico fuertemente positivo a 52 cm de profundidad. La curva de Si/Rb presenta un trazado similar al de Ca y Sr con un valor promedio de 9,30, el mayor para esta relación entre las diferentes facies. Ti y Zr muestran valores intermedios con valores promedio de 25.204 y 4.371 cps respectivamente, aunque presenta dos picos positivos a 95 y 47 cm de profundidad.

(5) *Limo arcilloso gris (Lag)*: En esta facies las curvas no presentan valores significativos para ninguna de las relaciones elementales ni elementos. La relación Al/Ti tiene un valor promedio de 0,12. Las relaciones K/Ti y Rb/Sr presentan valores promedios de 8,44 y 2,71 respectivamente. La relación Si/Rb presenta el menor valor promedio, correspondiente a 7,42. El Ti presenta un valor promedio de 24.909 cps y el Zr de 4.275. Las curvas de Ca y Sr tienen valores promedio bajos de 16.706 cps y 1.873 cps para cada uno.

(6) *Arena limosa ocre (ALo)*: Las secciones de esta facies que pudieron ser medidas en general muestran valores bajos para Al/Ti (0,12), Ca (14602 cps) y Sr (1614 cps), intermedios para K/Ti (8,76) y Rb/Sr (2,69) e intermedios a altos para Si/Rb (8,39), Ti (24.277 cps) y Zr (4.306 cps). Para el caso de Ca y Sr corresponden a los menores valores promedio entre las diferentes facies.

(7) *Arena limosa gris (ALg)*: Las secciones de esta facies que pudieron ser medidas en general muestran los menores valores promedio para las relaciones K/Ti (8,17) y Rb/Sr (2,08). La relación Al/Ti tiene un valor de 0,13. Si/Rb muestra un valor promedio alto de 8,72. El valor promedio del Ti (23.271 cps) es el más bajo entre las diferentes facies. El Zr, Ca y Sr presentan valores intermedios a altos de 4.321 cps, 21.795 cps y 2.313 cps respectivamente.

### *VII.1.2 Interpretación de litofacies*

#### *(1) Limo arenoso laminado (LA) y (2) limo arcilloso laminado (Lal)*

La textura limo arenosa que presenta esta facies se asocia a flujos acuosos producto del deshielo y la escorrentía superficial que fluyen desde la cabecera y las laderas del valle hacia el fondo de éste, hasta desembocar en el interior de la laguna Ceniza (Fig. VII.6.a). Estos flujos realizan una primera descarga de los sedimentos más gruesos (arena y grava) en el tren de valle y delta que desemboca en la laguna. A continuación, siguen su curso hacia el interior del cuerpo de agua donde pueden ingresar como flujos hipopícnicos (superficiales), homopícnicos (intermedios) o hiperpícnicos (de fondo), según la diferencia de densidad respecto del agua de la laguna, producto de la carga sedimentaria que transportan (p. ej. Smith, 1981; Fitzsimons y Howarth, 2018; Brignone, 2021). En este caso, el sedimento limoarenoso podría ingresar como una pluma cargada de sedimentos y, al ser más denso que el agua de la laguna, hundirse como un flujo hiperpícnico hacia el prodelta (p. ej. Gilbert y Crookshanks, 2009). El sedimento limoarcilloso de la litofacies Lal y que se encuentra hacia el techo de la litofacies LA se mantiene en suspensión y es transportado por los flujos hipopícnicos, por lo cual, se deposita posteriormente respecto a la fracción más gruesa (litofacies LA). El Ti, que suele utilizarse como indicador de ingreso de minerales detríticos a la cuenca (Croudace *et al.*, 2006), presenta un perfil que coincide con el perfil textural de estas litofacies, con valores en cps altos para las secciones limoarenosas y bajos para las limoarcillosas. A su vez, para estas litofacies el Ti presenta buena correlación con la SM

y, por lo tanto, con la textura. La presencia de materia orgánica en la litofacies LA indica que, al menos, una parte del aporte de agua y sedimentos ocurre desde las laderas vegetadas. En base a lo expuesto, las láminas limoarenosas de la litofacies LA se asociarían a depósitos de flujos de deshielo y escorrentía superficial que tendrían lugar durante momentos cálidos. Por otro lado, las láminas limoarcillosas de la litofacies Lal corresponderían a la decantación de la fracción fina al cesar el ingreso de agua por deshielo. En consecuencia, estas láminas limoarcillosas pueden asociarse a momentos cortos (o estacionales) de baja temperatura y energía, que pueden estar acompañados por el congelamiento de la superficie lagunar (p. ej. Palmer *et al.*, 2019).

### *(3) Limo laminado (Ll)*

La textura y laminación más finas de esta facies respecto a la facies LAI podría indicar que la escorrentía en la cuenca es menor o presenta menor energía (Fig. VII.6.c). A su vez, se puede apreciar que esta facies presenta espesores continuos mayores respecto a la facies LAI. Se interpreta que los sedimentos que la componen corresponden principalmente a harina de roca (o harina glacial) producida por la abrasión glacial en las rocas de basamento. Los glaciares templados comúnmente producen este sedimento a medida que avanzan, el cual es efectivamente transportado en suspensión por corrientes de deshielo glacial. Cuando estas corrientes cargadas de harina de roca encuentran un cuerpo de agua estancado los sedimentos en suspensión se depositan (Nielsen *et al.*, 2016). De este modo, se interpreta que las corrientes cargadas de harina de roca que ingresan a la laguna Ceniza lo hacen en primera instancia como flujos hiperpícnicos fangosos y, a medida que incorporan agua y van perdiendo densidad y haciéndose más diluídos, lo hacen como flujos homopícnicos/hipopícnicos cuyos sedimentos decantan en el fondo lagunar. A su vez, la tendencia granodecreciente en esta facies podría asociarse a la permanencia de arcillas en suspensión, las cuales decantan posteriormente cuando disminuye la energía dentro de la laguna. Las arcillas presentes, clorita e illita, son características de climas fríos (Ugolini, 1986; Blaise, 1989, Turu y Bordoneau, 2013). Una mayor generación y disponibilidad de estas arcillas en las vertientes, podría asociarse a momentos fríos y de avance glacial, en concordancia con los niveles inferiores de la facies. Estas interpretaciones son acompañadas por los registros geoquímicos para esta facies. Los valores crecientes de Al/Ti, K/Ti y Rb/Sr hacia el techo de la facies se corresponden con el aumento en la proporción de arcillas. Las tendencias decrecientes de Ti y Zr hacia el techo de la facies estarían asociadas a la

disminución de la entrada de sedimentos, principalmente de grano grueso, por descenso en la escorrentía de agua superficial en la cuenca (p. ej. Croudace *et al.*, 2006; Biskaborn *et al.*, 2019; Thöle *et al.*, 2019). Esta respuesta también se puede observar en el perfil de susceptibilidad magnética, que muestra tendencias decrecientes.

(4) *Limo arcilloso blanco (Lab)*

La textura fina de los sedimentos y los contactos netos en la base sugieren que estos sedimentos ingresarían a la laguna a través de flujos homopícnicos y/o hipopícnicos fangosos (Fig. VII.6.d). Estos sedimentos permanecen en suspensión hasta que la energía en el cuerpo de agua disminuye o se anula y los sedimentos decantan en el fondo. Estas condiciones de baja energía podrían corresponder a largos períodos de congelamiento de la superficie lagunar durante momentos prolongados de baja temperatura (p. ej. Palmer *et al.*, 2019).

Los valores altos de Ca (cps) y Sr (cps) que muestra el registro geoquímico de esta facies podrían asociarse con variaciones en el contenido de plagioclasas (p. ej. Vyse *et al.*, 2020). Las plagioclasas contienen Ca y, a su vez, el Sr puede intercambiarse con el Ca dentro de la estructura cristalina de las plagioclasas por lo tanto existe correlación entre ambos elementos (Biskaborn *et al.*, 2013; Kalugin *et al.*, 2007). Por otro lado, esta correlación también podría deberse a la disolución de carbonatos criogénicos subglaciales, los cuales precipitan cuando los glaciares avanzan (Rabassa *et al.*, 2011; Thomazo *et al.*, 2017 y trabajos allí citados). Los elementos Ca y Sr se encuentran en las rocas de basamento (González Guillot *et al.*, 2016, 2017) y pueden derivar de la descomposición de plagioclasas bajo condiciones de precipitación elevada que intensifican la meteorización (Jin *et al.*, 2001). Al retirarse el hielo, los carbonatos quedan expuestos en superficie y susceptibles a la disolución y erosión hasta ser removidos completamente de la roca sobre la cual fluía el glaciar. De esta forma los cationes llegan al cuerpo de agua cuando los glaciares retroceden. Sin embargo, en primera instancia se produce depositación de las facies gruesas que ingresan como flujos hiperpícnicos (LAI y LI), y los cationes permanecen en solución. Cuando la sedimentación en la laguna disminuye, por reducción en la entrada de flujos de agua y por congelamiento superficial, se produce precipitación de carbonatos ( $\text{CaCO}_3$  y  $\text{SrCO}_3$ ) junto con la decantación de arcillas. Por otro lado, los picos positivos en la curva de Si/Rb para esta facies indicarían una alta proporción de entrada de sedimentos finos, los cuales intensifican la señal de Si detectada por micro-XRF (p. ej. Cuven *et al.*, 2010). A

su vez, los picos negativos de la relación Al/Ti estarían indicando menor influjo clástico de las fracciones más gruesas (limo grueso y arena).

*(5) Limo arcilloso gris (Lag)*

Esta facies es la menos representada en el perfil sedimentario. A diferencia de la facies Lab, presenta valores cps bajos para Ca y Sr y, en general, no se observa ninguna respuesta geoquímica significativa. Su presencia azarosa en el perfil y el color gris distintivo respecto a las demás facies invita a asociarla a eventos esporádicos de remoción en masa (p. ej. Nielsen *et al.*, 2016) (Fig. VII.6.e). Estos eventos podrían tener ocurrencia valle arriba o incluso en las laderas contiguas a la laguna Ceniza. La textura fina de esta facies representaría los sedimentos distales del proceso de remoción en masa al cual se asocia o los sedimentos que permanecen en suspensión una vez que las fracciones gruesas se depositan. La disposición de esta facies a los 57 cm de profundidad, por encima de la facies ALg, refuerza la interpretación propuesta.

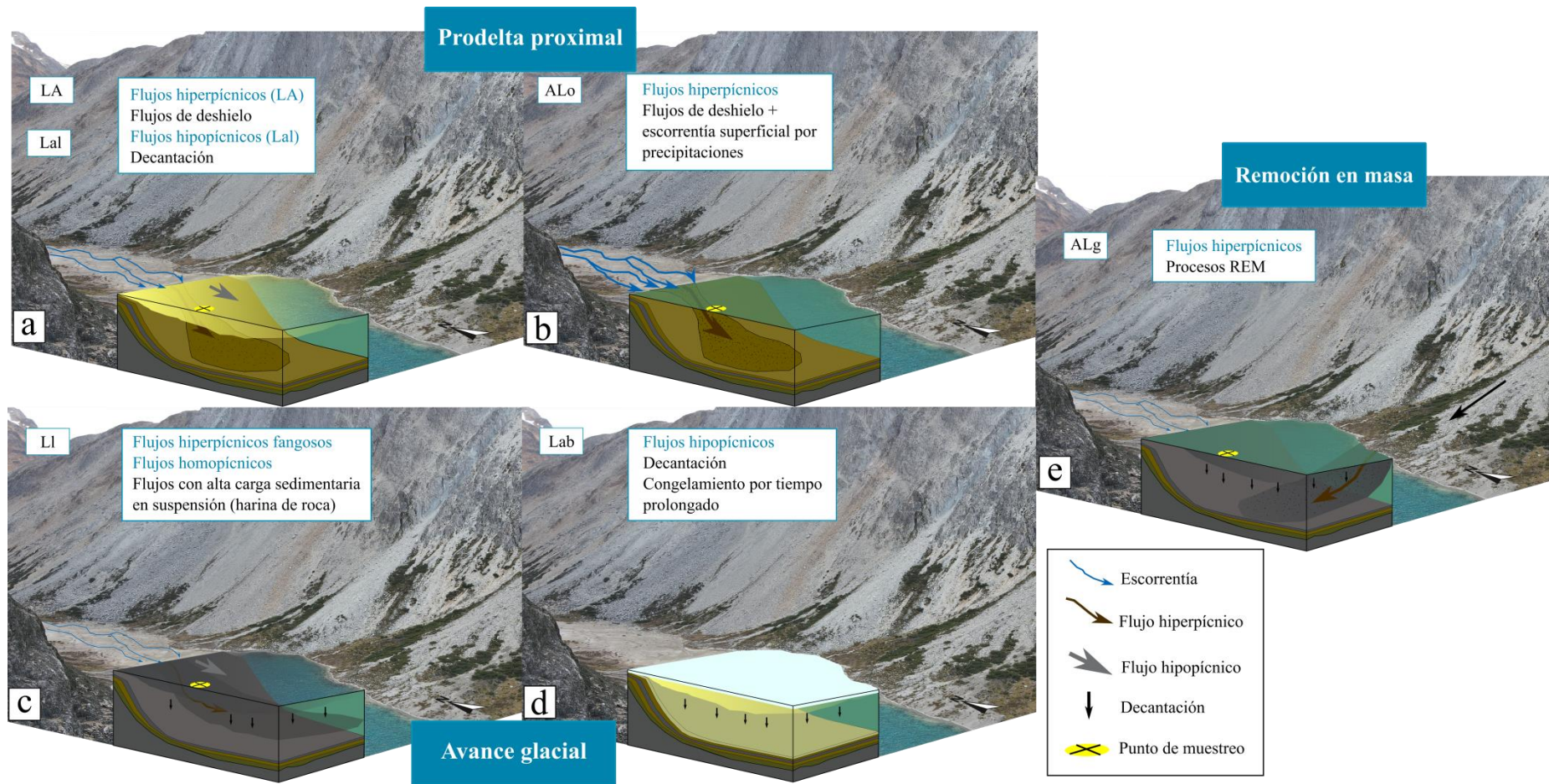
*(6) Arena limosa ocre (ALo)*

La textura gruesa y el color de esta litofacies permiten interpretarla como un depósito de flujo hiperpícnico asociado a la litofacies LA (p. ej. Ashley, 2002; Brignone, 2021) (Fig. VII.6.b). A diferencia de dicha litofacies, estos flujos se producirían en momentos de aumento de energía de la escorrentía en el valle debido a mayor disponibilidad de agua en el sistema (agua de deshielo y precipitaciones en forma de lluvia). El aumento de la escorrentía genera erosión y transporte de sedimentos de grano grueso y, de este modo, se produce una progradación del delta hacia el interior de la laguna Ceniza (p. ej. Nielsen *et al.*, 2016). Esta facies es sucedida de manera transicional por la litofacies LAI. Los datos geoquímicos de los niveles que pudieron ser analizados muestran valores bajos para las relaciones asociadas a fracciones finas (K/Ti y Rb/Sr) y valores intermedios a altos para Si/Rb, Ti y Zr que se asocian a influjo clástico y también a fracciones gruesas.

*(7) Arena limosa gris (ALg)*

Esta litofacies aparece esporádicamente entre las diferentes facies. El cambio abrupto en el tamaño de grano y el color distintivo a las demás facies permite asociarla con eventos depositacionales episódicos de alta energía que ocurran en laderas con diferente composición litológica que la de la facies ALo (Fig. VII.6.d). Estos eventos podrían corresponder a eventos paraglaciales, por lo tanto, pueden no estar vinculados a

la actividad glacial o ser estrictamente climáticos (p. ej. Nielsen *et al.*, 2016). De este modo, su origen correspondería a procesos de remoción en masa, ocurridos en las inmediaciones de los márgenes de la laguna (p. ej. Nielsen *et al.*, 2016). Allí se han identificado conos de detritos y lenguas de avalanchas (Figs. VI.9 y 10). Los procesos responsables de la formación de estas geoformas serían los que transportan estos sedimentos hacia el interior de la laguna, donde se distribuyen como flujos de fondo y se depositan sobre las facies de textura fina. La presencia de macrorrestos vegetales refuerza la idea de que la proveniencia del sedimento ocurre desde las laderas que, en este caso, por su color podría corresponder al sector de ladera contiguo al margen NE de la laguna.



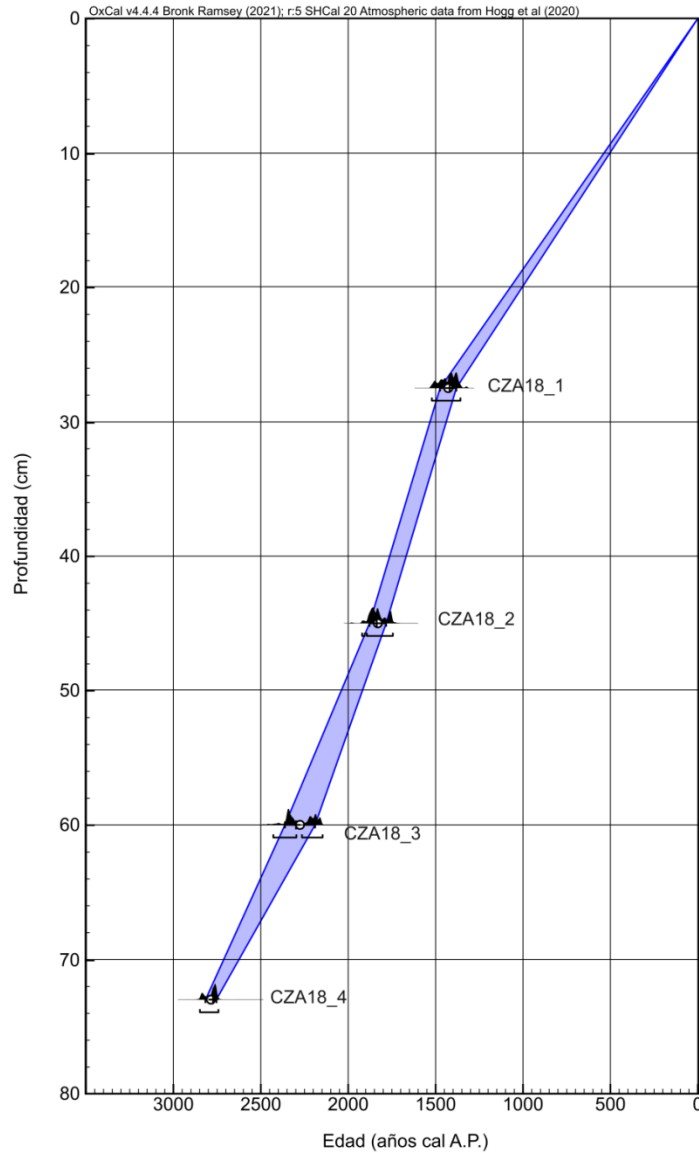
**Figura VII.6:** (a) Deposición de la litofacies LA durante momentos de descarga acuosa en el valle e ingreso de flujos hiperpícnicos a la laguna, los sedimentos más finos de la litofacies Lal son transportados mediante flujos hipopícnicos. (b) Deposición de la facies ALo durante momentos de alta escorrentía e ingreso de flujos hiperpícnicos a la laguna. Las litofacies LA, Lal y ALo son representativas de ambiente de delta proximal. (c) Deposición de la facies LI, compuesta por harina de roca, a través de flujos hiperpícnicos fangosos y flujos hipopícnicos. (d) Deposición por decantación de la facies Lab durante momentos de baja energía y congelamiento de la superficie lagunar. Estas facies, LI y Lab representarían momentos de avance glacial. (e) Deposición de la facies ALg asociada a un proceso de remoción en masa, cuando la energía disminuye se deposita la facies Lag. El ancho del trazo de las flechas de escorrentía representa mayor o menor energía.

VII.1.3 Edades radiocarbónicas y modelo de edad-profundidad

A partir de cuatro fechados radiocarbónicos AMS se obtuvieron edades correspondientes al Holoceno tardío detalladas en la tabla VII.3 y, mediante el programa OxCal v4.4.4, se construyó el modelo edad-profundidad que se muestra en la figura VII.7.

**Tabla VII.3:** Fechados radiocarbónicos para el testigo CZA18. Calibración SHCal20 (Hogg *et al.*, 2020).

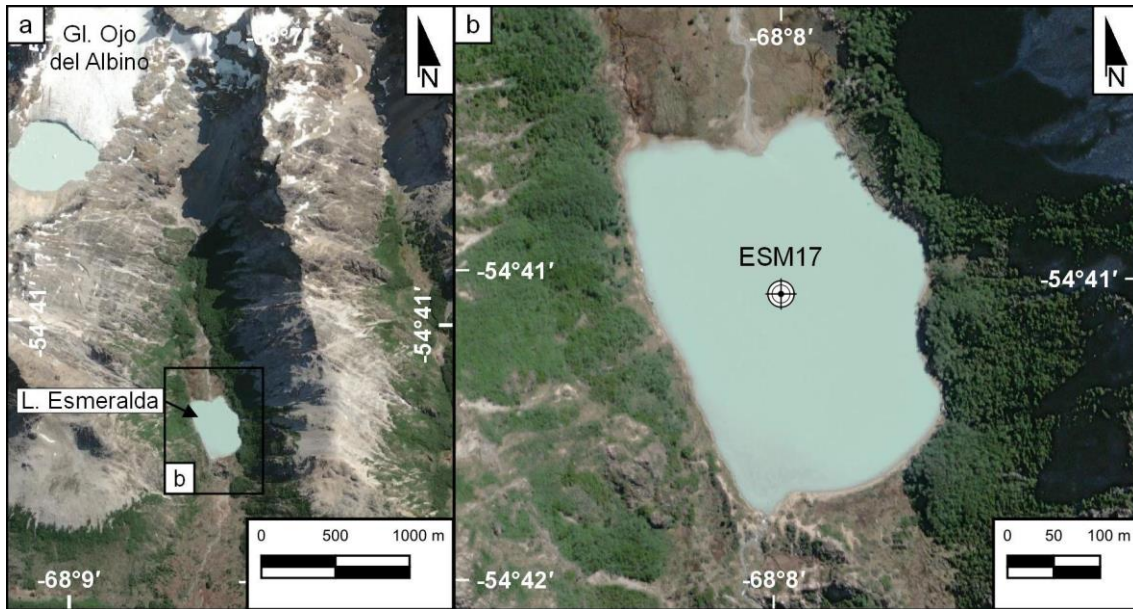
Código del laboratorio	Profundidad (cm)	Edad no calibrada ( <sup>14</sup> C)		Edad calibrada AP (probabilidad media)
		AP	1σ error	
D-AMS 034033	27,5	1580	29	1.420
D-AMS 042821	45-44	1937	30	1.838
D-AMS 034034	59-61	2355	34	2.297
D-AMS 042822	73-72	2705	21	2.775



**Figura VII.7:** Modelo edad - profundidad para el testigo CZA18. El área azul indica los intervalos de probabilidad del 95% del modelo. Curva de calibración empleada SHCal 20 (Hogg *et al.*, 2020).

## VII.2 Testigo ESM17

La laguna Esmeralda se ubica a una cota de 419 m s. n. m. y presenta una profundidad máxima de aproximadamente 11 m. El testigo, de 73 cm de longitud, se extrajo del centro de la laguna (Fig. VII.8). Las dataciones obtenidas indican que el registro sedimentario de este testigo abarca, al menos, los últimos 1.575 años cal. A.P. (47 cm de profundidad; Tabla VII.4).



**Fig. VII.8:** (a) Imagen satelital del valle de la laguna Esmeralda. (b) Ubicación del sitio de extracción del testigo ESM17.

**Tabla VII.4:** Fechado radiocarbónico para el testigo ESM17. Calibración SHCal20 (Hogg *et al.*, 2020).

Código del laboratorio	Profundidad (cm)	Edad no calibrada ( <sup>14</sup> C)		Edad calibrada A.P. (probabilidad media)
		AP	1σ error	
D-AMS 034032	43	1715	30	1575

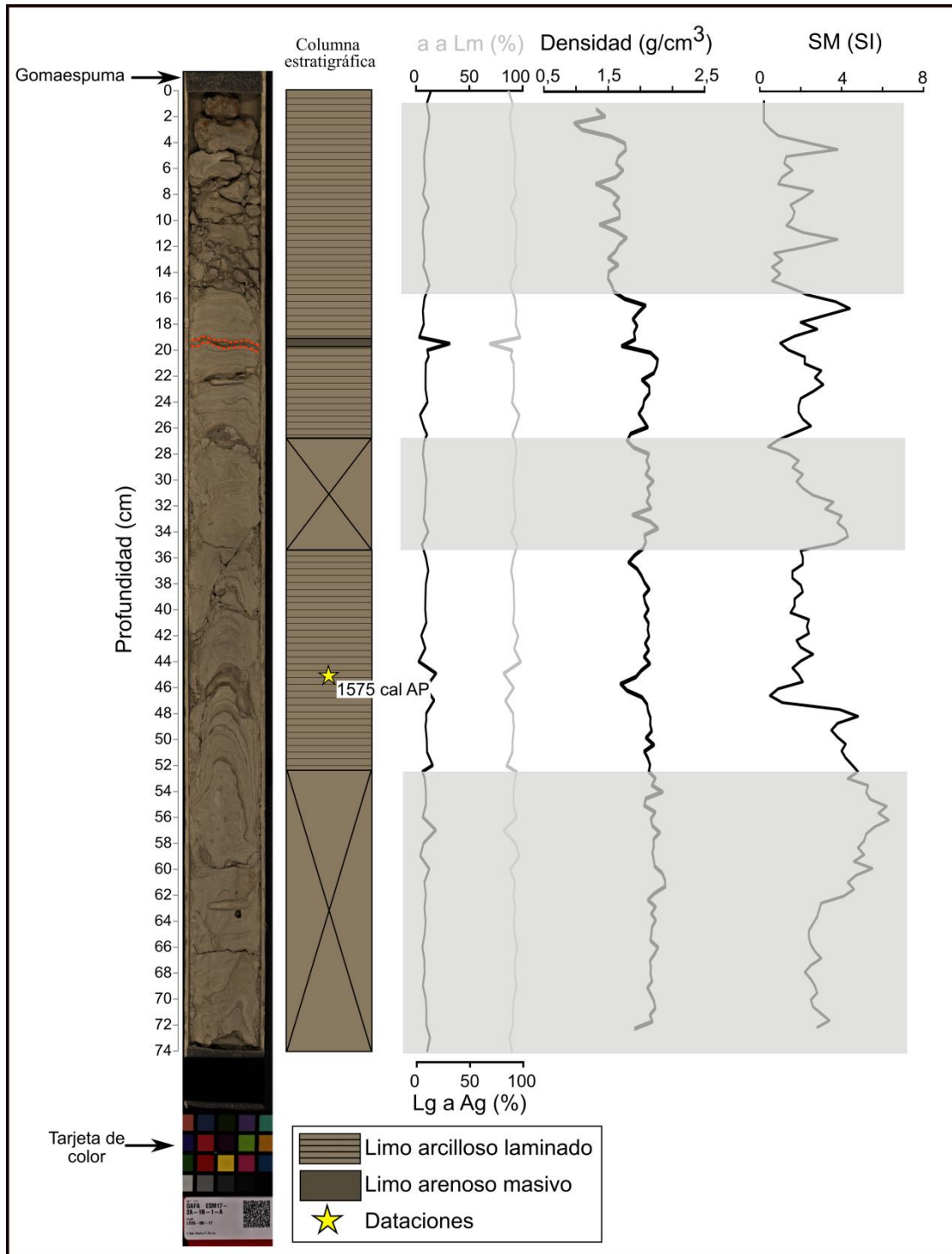
El testigo ESM17 se compone de sedimentos clásticos dispuestos en láminas (< 1 cm) con espesores que van desde submilimétricos hasta pocos milímetros (Fig. VII.9). La granulometría predominante corresponde a limo fino, muy fino y arcilla, además se presenta un nivel limoarenoso con arena de fracción fina. La materia orgánica es muy escasa y de tamaño micrométrico, con la excepción de algunos niveles en los que se identifican macrorrestos vegetales (*sensu* Dickson, 1986; Mauquoy *et al.*, 2010) con tamaño entre 0,5 a 1,5 mm. Además, al microscopio, se reconocen diatomeas distribuidas en diferentes proporciones a lo largo del testigo. Los perfiles verticales de valores de SM muestran un patrón variable con algunos picos positivos en la sección media superior del perfil. Los valores comprenden un máximo de 6,9 SI, mínimo de 0,4 SI y un promedio de 2,7 SI. El perfil de valores de densidad muestra un patrón poco variable con un valor máximo de 2,01 g/cm<sup>3</sup>, mínimo de 1,1 g/cm<sup>3</sup> y un promedio de 1,69 g/cm<sup>3</sup>. Se observa una leve disminución en la tendencia de los valores de densidad en los 15 cm superiores. Las

mediciones de ambas variables en este testigo se obtuvieron a través de toda su extensión, sin embargo, en los primeros 15 cm de profundidad el testigo se encuentra fragmentado lo que pudo llevar a lecturas erróneas. Lo mismo ocurre con las secciones ubicadas entre 73–52 cm y 35–27 cm de profundidad, donde los sedimentos se encuentran disturbados. En algunos niveles específicos, como por ejemplo a 45,5 y 22 cm de profundidad estas propiedades no pudieron medirse correctamente debido a desnivel negativo respecto al resto del testigo como consecuencia de pérdida de sedimentos por rotura o por extracción para análisis de dataciones.

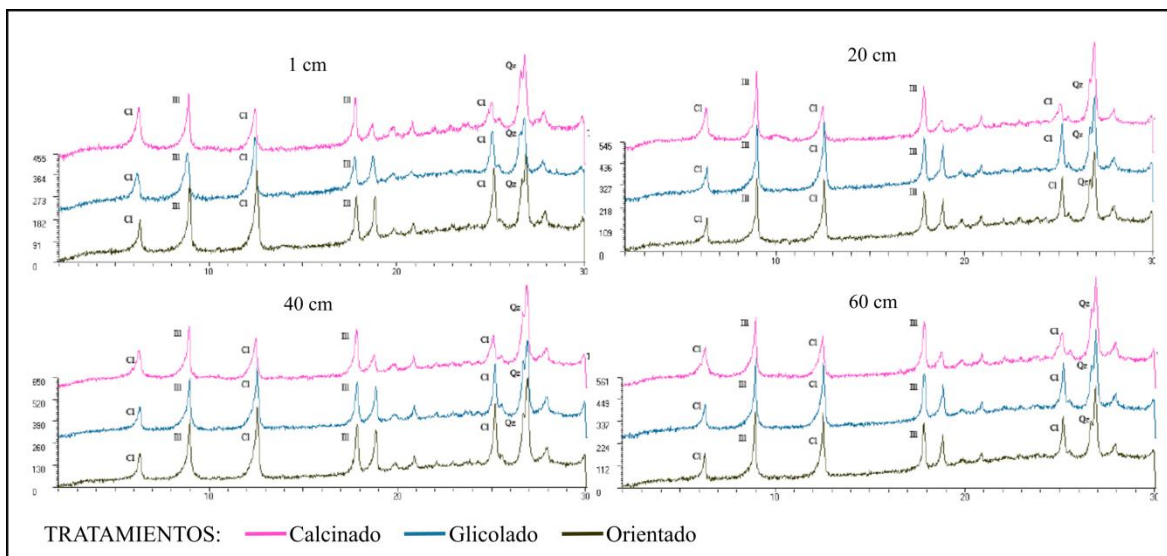
Este testigo se encuentra altamente disturbado. Se reconoce distorsión en forma convexa entre los 52 y 35 cm correspondiente a artefactos originados durante el muestreo (Schnurrenberger *et al.*, 2003). Sin embargo, el origen de la deformación de las láminas entre 73–52 y 35–27 cm no es preciso, podrían corresponder a artefactos como consecuencia del muestreo, posterior manipulación durante el traslado o no ser antrópicos y asociarse a procesos naturales vinculados a la cuenca.

### *VII.2.1 Definición de litofacies*

En el testigo ESM17 se distinguieron dos litofacies: (1) limo arcilloso laminado (Lal) y (2) limo arenoso macizo (LAm) (Fig. VII.9). La primera se extiende a través de todo el testigo y la segunda aparece sólo una vez entre 20 y 19,5 cm de profundidad. En toda la extensión del testigo el contenido de arcilla corresponde a clorita  $((\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}; (\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6)$  e illita  $((\text{K,H}_3\text{O})(\text{Al, Mg, Fe})_2(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10})$  (Fig. VII.10). Ambas facies presentan materia orgánica (hasta un 10%). En el caso de Ll la materia orgánica es de tamaño micrométrico y en LAm se reconocen restos de macrorrestos vegetales que alcanzan 1,5 mm de tamaño.



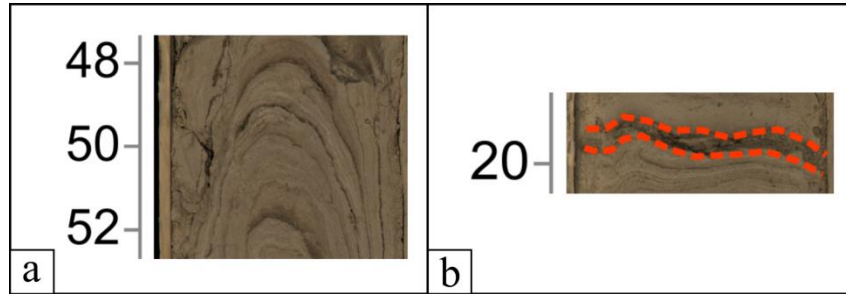
**Figura VII.9:** Testigo sedimentario ESM17. De izquierda a derecha: fotografía de alta resolución del testigo, las líneas punteadas de color naranja indican la delimitación de facies litológicas; esquema de la columna estratigráfica; curvas de granulometría (a: arcilla; Lmf: limo muy fino; Lf: limo fino; Lm: limo medio; Lg: limo grueso; A: arena); curva de densidad y curva de susceptibilidad magnética (SM). Los rectángulos grises indican las secciones de los datos de densidad y SM que no fueron analizados por presentar el testigo disturbaciones observadas al momento de su apertura (cruces en la columna estratigráfica) como originadas luego del secado de los sedimentos (entre 0 – 15 cm).



**Figura VII.10:** Difractogramas de las cuatro muestras tomadas del testigo ESM17 para determinación de arcillas. Cl: clorita; Ill: illita; Qz: cuarzo.

(1) *Limo arcilloso laminado (Lal)*: Esta facies se conforma de sedimentos limoarcillosos laminados de color gris claro y ocre que se disponen de manera rítmica y representan el 98 % del testigo sin disturbar (Fig. VII.11.a). Las fracciones de limo dominantes corresponden a las de tamaño muy fino y fino. El espesor de las láminas es predominantemente submilimétrico aunque algunas, principalmente las ocre, llegan a tener 5 mm. Las láminas de color ocre en ocasiones presentan restos de materia orgánica (10 %) de tamaño micrométrico. Los contactos de esta lámina con las de color gris son netos en base y transicionales en el techo. Los valores de SM obtenidos de estos sedimentos oscilan entre 6,3 y 0,2 SI con un promedio de 2,7 SI. Los valores de densidad se encuentran entre 2,01 y 0,87 g/cm<sup>3</sup> con un promedio de 1,68 g/cm<sup>3</sup>.

(2) *Limo arenoso macizo (Lam)*: Esta facies se compone de sedimentos limoarenosos macizos (Fig. VII.11.b). Predominan las fracciones de limo medio y grueso y también presenta arena fina en escasa proporción. Presenta un espesor total de 0,5 cm y representan el 2 % del testigo sin disturbar. Los contactos con la facies Ll son netos en base y techo. El valor de SM para esta facies es 1,4 SI y el valor de densidad es 1,47 g/cm<sup>3</sup>. Debido al espesor de la facies, su única aparición en el registro y a la resolución de la toma de datos no es posible aportar valores extremos ni promedios para esas variables.



**Figura VII.11:** (a) Limo arcilloso laminado (Lal), se diferencian las láminas de color gris de las ocre con alta proporción de materia orgánica. (b) Limo arenoso macizo (LAm) de 0,5 cm de espesor.

### *VII.2.2 Análisis de geoquímica elemental*

El registro elemental del testigo ESM17 comprende entre 70–47 cm y 36–8 cm de profundidad, con una resolución de 0,5 mm (Fig. VII.12), sin embargo los valores más confiables se encuentran entre 52–47 y 27,5–15,5 cm de profundidad. Este registro acotado a algunas secciones del testigo se debe a que en las profundidades donde no hay dato la validez arrojada por el equipo de XRF fue 0, por lo tanto, esos datos de concentraciones elementales debieron ser eliminados. Por otro lado, al igual que con las mediciones para densidad y SM, aquellos valores elementales para las secciones disturbadas no son confiables. Por este motivo, los resultados de geoquímica elemental serán analizados en base a sus tendencias para la facies Lal y de manera puntual para la facies LAm.

Se analizaron las variaciones de las concentraciones elementales (Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr, Zr) calculadas en cuentas por segundo (cps). Se realizó una matriz de correlación (Tabla VII.5) para cuantificar la fuerza de correlación entre pares de elementos del set de datos. Esta matriz muestra la existencia de correlaciones fuertemente positivas entre diferentes elementos.

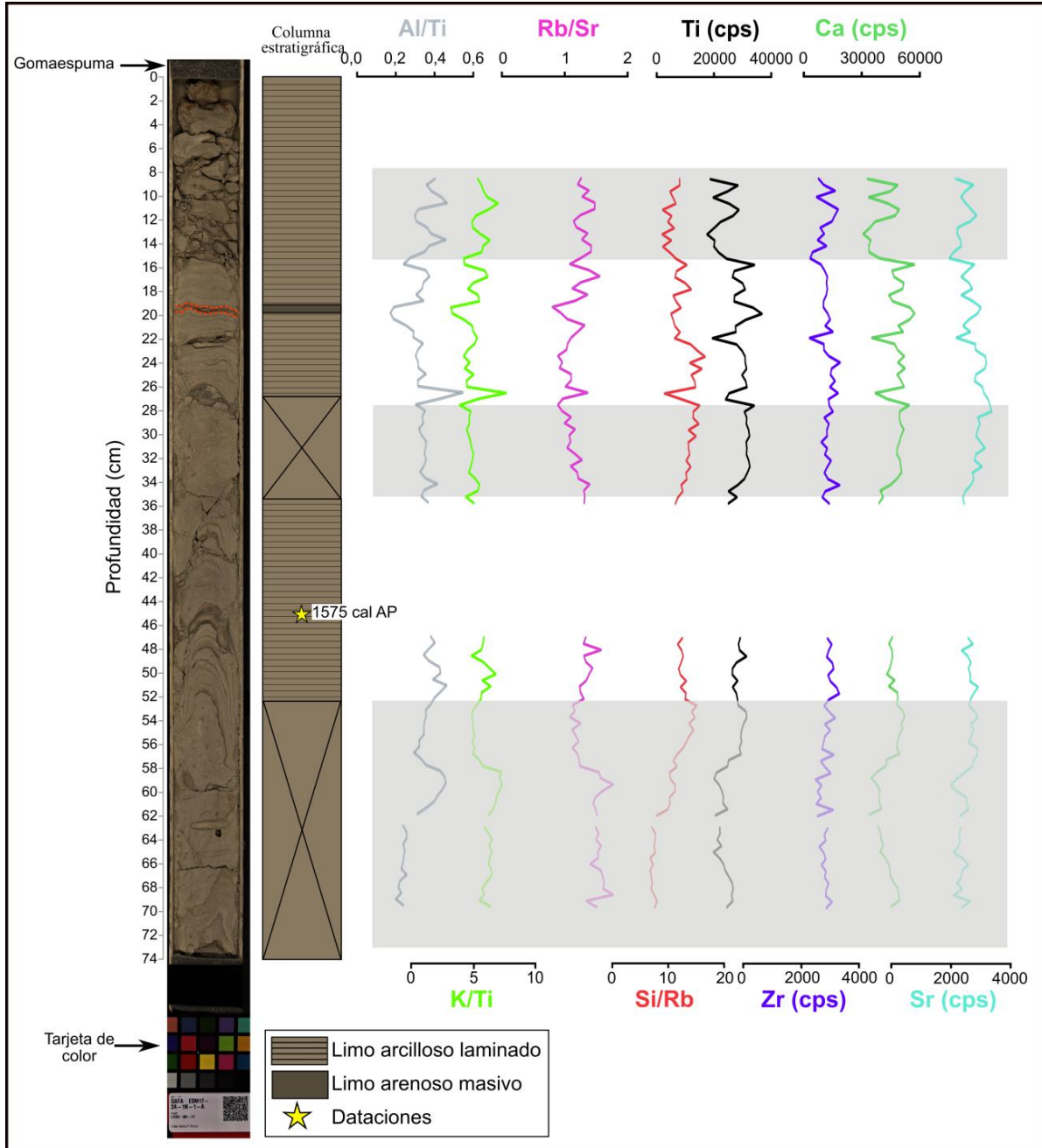
**Tabla VII.5:** Matriz de correlación lineal (valores R) para el análisis elemental del testigo ESM17. Se resaltan en “negrita” los coeficientes de correlación con valores significativos ( $R > 0,5$ ).

	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Rb	Sr	Zr
Al	1,00									
Si	<b>0,96</b>	1,00								
K	0,81	0,83	1,00							
Ca	0,71	0,82	0,83	1,00						
Ti	0,78	0,87	0,81	<b>0,97</b>	1,00					
Mn	0,59	0,67	0,89	0,85	0,79	1,00				
Fe	0,77	0,80	<b>0,96</b>	0,88	0,86	<b>0,90</b>	1,00			
Rb	0,63	0,64	<b>0,90</b>	0,64	0,60	0,80	0,86	1,00		
Sr	0,79	0,86	0,78	<b>0,88</b>	<b>0,90</b>	0,69	0,79	0,64	1,00	
Zr	0,73	0,78	0,85	0,82	0,80	0,76	0,85	0,84	0,86	1,00

Sobre la base de datos arrojados por la matriz de correlación y teniendo en cuenta que la litología de las cuencas de laguna Esmeralda y Ceniza son similares, se confeccionaron los perfiles elementales Al/Ti, K/Ti, Rb/Sr, Si/Rb, Ti, Zr, Ca y Sr (Fig. VII.12) con el fin de poder comparar los registros de ambos testigos. Los criterios de selección de las relaciones elementales y elementos fueron los mismos que para el testigo CZA18.

(1) *Limo arcilloso laminado (Lal)*: Los datos de geoquímica elemental de las diferentes relaciones y elementos analizados muestran valores relativamente estables en esta facies a lo largo del perfil, aunque se observan algunos picos positivos y negativos en algunas secciones. Las relaciones elementales presentan todas valores promedio mayores respecto a la facies LAm, siendo los valores 0,09 para Al/Ti, 5,48 para K/Ti, 1,30 para Rb/Sr y 11,62 para Si/Rb. De forma contraria, todos los elementos analizados, excepto el Sr, presentan valores menores respecto a la facies Lam. Los valores promedio en cps para Ti, Zr, Ca y Sr son 26.856, 2.865, 44.841 y 2.618 respectivamente. Entre 52 y 47 cm de profundidad las relaciones Al/Ti, K/Ti y Rb/Sr, asociadas a influjos clásticos arcillosos, presentan mayor amplitud de variación que las demás relaciones y elementos. Más arriba, entre 26 y 20 cm, esas relaciones comienzan con un pico fuertemente positivo y luego presentan una tendencia levemente decreciente. En el caso de Ti, Zr, Ca y Sr el comportamiento de las curvas es en espejo, comienzan con picos negativos, continúan valores estables y terminan con un leve aumento. Para éstos, se observa un pico negativo a 22 cm de profundidad, que corresponde con un defecto en el testigo por ausencia de

sedimentos. Entre 16,5 y 18,5 cm de profundidad, continúa el comportamiento en espejo para los dos grupos de curvas, los picos positivos de Al/Ti, K/Ti y Rb/Sr coinciden con picos negativos para Si/Rb, Zr, Ti, Ca y Sr.



**Figura VII.12:** Testigo sedimentario ESM17. De izquierda a derecha: fotografía de alta resolución del testigo, las líneas punteadas de color naranja indican la delimitación de facies litológicas; esquema de la columna estratigráfica; perfiles geoquímicos elementales. Los rectángulos grises indican las secciones de los datos de geoquímica elemental que no fueron analizados por presentar el testigo perturbaciones observadas al momento de su apertura (cruces en la columna estratigráfica) como originadas luego del secado de los sedimentos (entre 0 – 15 cm).

(2) *Limo arenoso macizo (LAm)*: Los datos de geoquímica elemental que se obtuvieron para esta facies muestran valores bajos para las relaciones elementales respecto a la facies Ll y valores altos en cps para los elementos, excepto el Sr, respecto a la misma facies. Los valores promedio para las relaciones elementales son 0,05 para Al/Ti, 4,21 para K/Ti, 1,04 para Rb/Sr y 10,87 para Si/Rb. De forma contraria, todos los elementos analizados excepto el Sr presentan valores mayores respecto a la facies Ll. Los valores en cps para Ti, Zr, Ca y Sr son 30.956, 2.983, 54.648 y 2.602 respectivamente. En la sección medida, entre 20 y 19,5 cm de profundidad, se observa un descenso brusco en los valores de las relaciones asociadas a influjos clásticos de minerales arcillosos (K/Ti y Rb/Sr) y un aumento en las relaciones y elementos asociadas a influjos clásticos de limo grueso y fracciones tamaño arena (Si/Rb, Ti, Zr). La medida de Ca y Sr para esta facies presenta valores relativamente altos.

### *VII.2.3 Interpretación de facies*

#### *(1) Limo arcilloso laminado (Lal)*

La textura, la laminación extremadamente fina y la ritmicidad prácticamente continua a lo largo del perfil de esta facies permiten interpretar que se trata de depósitos que responden a procesos cíclicos y de baja energía. En este sentido, se interpreta que las láminas de color ocre se depositan a partir de flujos de escurrimiento correspondientes a la época de deshielo durante la primavera-verano los cuales provienen de las cabeceras y las laderas del valle (Fig. VII.13.a). Estos flujos, de alta energía, ingresan al cuerpo de agua en forma de flujos hiperpícnicos, con una carga sedimentaria con granulometría desde arcilla a grava fina. Los sedimentos gruesos se depositan en las zonas proximales de la laguna, mientras que los más finos (arcilla y limo) son transportados en suspensión mediante flujos de baja energía homopícnicos e hipopícnicos hacia el centro del cuerpo de agua, donde se depositan en primera instancia el limo medio y grueso (Ashley, 2002; Lamoureux *et al.*, 2002).

Las láminas de color gris claro corresponderían a los sedimentos de fracción más fina (limo fino y arcilla), los cuales permanecerían en suspensión en el cuerpo de agua (Fig. VII.13.b). Estos sedimentos se habrían depositado cuando la energía disminuyó, como

consecuencia del descenso de la escorrentía superficial y el congelamiento de la superficie de la laguna durante el invierno (Francus *et al.*, 2008; Zolitschka *et al.*, 2015). De este modo, cada par de estas láminas podría estar representando un año, es decir, corresponderían a depósitos del tipo varves. Sin embargo, en este caso, debido a la falta de dataciones que confirmen la representación anual de estos pares de láminas no es posible confirmar que se trate de varves (Zolitschka, 2015; Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

Las láminas ocres, en ocasiones con alta proporción de materia orgánica (Fig. VI.12), podrían indicar un mayor escurrimiento desde las laderas vegetadas y, por lo tanto, mayor transporte de materia orgánica hacia el centro de la laguna. Este escenario podría asociarse a momentos de elevada precipitación. Por otro lado, estas láminas también podrían vincularse a procesos de remoción en masa ocurridos en las laderas circundantes a la laguna (p. ej. Heidemann *et al.*, 2015).

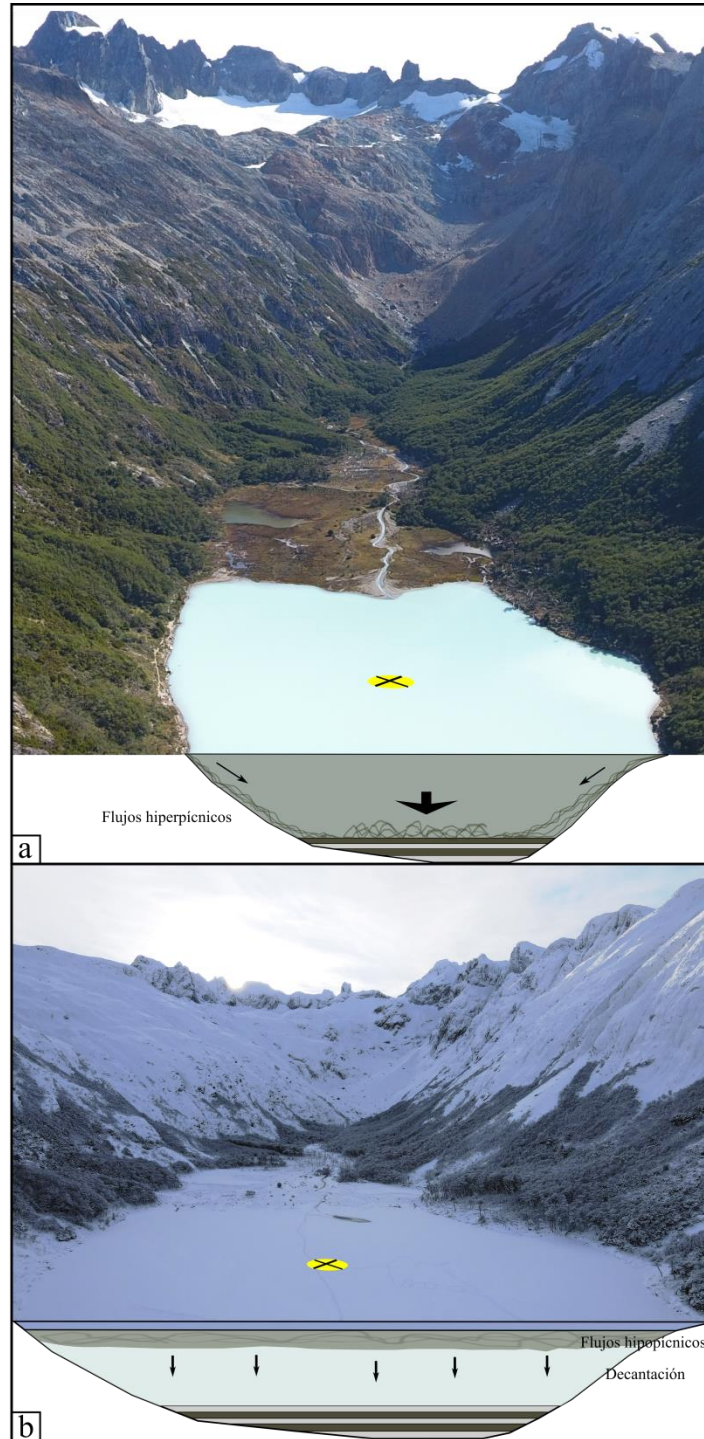
El comportamiento variable, pero de baja amplitud de las curvas de geoquímica elemental, refleja la ritmicidad de la sedimentación del registro donde no se observan cambios importantes en el influjo clástico. A su vez, el comportamiento en espejo de las relaciones elementales y elementos asociados a arcillas (Al/Ti, K/Ti, Rb/Sr), limo y arena (Si/Rb, Zr, Ti) muestran correlación y la variación en la predominancia de cada una de estas fracciones a lo largo del perfil (p. ej. Clift *et al.*, 2014; Cuvén *et al.*, 2010). La presencia e incremento de Ca y Sr en algunas secciones se puede asociar con variaciones en el contenido de plagioclasas (Vyse *et al.*, 2020). Las plagioclasas contienen Ca y, a su vez, el Sr puede intercambiarse con el Ca dentro de la estructura cristalina de las plagioclasas. Esto explicaría la causa de la correlación entre ambos elementos (Biskaborn *et al.*, 2013; Kalugin *et al.*, 2007). Al mismo tiempo, estos elementos muestran correlación con el Ti, el cual puede ser indicativo de influjo clástico de tamaño limo (p. ej. Vyse *et al.*, 2020). Del mismo modo que para la facies Lab del testigo CZA18, la correlación elevada entre Ca y Sr también podría asociarse al desarrollo de carbonatos subglaciales, posterior disolución, transporte de cationes hacia la laguna y precipitación durante momentos de baja energía (Jin *et al.*, 2001; Rabassa *et al.*, 2011; Thomazo *et al.*, 2017).

## (2) *Limo arenoso macizo (LAm)*

La textura de mayor granulometría respecto a la facies *Lal*, y la aparición esporádica de esta facies en el perfil, permite hacer dos interpretaciones diferentes sobre su origen. Por

un lado, podría asociarse a eventos irregulares como procesos de remoción en masa que ocurran desde las laderas contiguas a la laguna Esmeralda (Fig. VII.13.a). De este modo, el sedimento ingresaría a la laguna mediante flujos hiperpícnicos y sería trasladado hacia el centro del cuerpo de agua (p. ej. Ashley, 2002; Heidemann *et al.*, 2015; Nielsen *et al.*, 2016). Sin embargo, a pesar de que esta facies posee mayor granulometría, la selección es buena y el contenido de materia orgánica es muy bajo, lo que llevaría a descartar este origen. De este modo, el origen de esta facies podría atribuirse a momentos de escorrentía elevada, debido a precipitaciones elevadas correspondientes a alguna tormenta y/o deshielo como consecuencia de alta temperatura, ocurridos de manera excepcional al resto de la historia sedimentaria registrada en el testigo (Fig. VII.13.a). Este aumento en la escorrentía generaría erosión y transporte de sedimentos de grano grueso y, de este modo, los flujos hiperpícnicos alcanzarían el sector central de la laguna Esmeralda produciendo la depositación de la arena bien seleccionada (p. ej. Nielsen *et al.*, 2016).

En cuanto a la geoquímica elemental, para esta facies, a pesar de que sólo se obtuvo una medición dada la resolución de la toma de datos, los valores coinciden con un aumento en el tamaño de grano (valores altos para Si/Rb, Zr, Ti y bajos para Al/Ti, K/Ti, Rb/Sr) (Das y Haake, 2003; Koinig *et al.*, 2003; Jin *et al.*, 2006; Kylander *et al.*, 2011; Wittmeier *et al.*, 2015).



**Figura VII.11:** Interpretación de la depositación de lalito facies de fondo lacustre distal Lal: (a) durante la época de deshielo, dominan los flujos hiperpícnicos que ingresan desde el delta y desde las laderas; (b) durante el invierno, domina los flujos hipopícnicos y la decantación de sedimentos finos.

### **VII.3 Discusión de las implicancias paleoambientales y paleoclimáticas de los testigos CZA18 y ESM17**

En los lagos proglaciales la sedimentación está controlada principalmente por la proximidad del margen de hielo, por la estratificación de la densidad del agua del lago y por el clima (Carrivick y Tweed, 2013; Palmer *et al.*, 2019). A su vez, la mayoría de las regiones montañosas están sujetas a la actividad sísmica, a procesos paraglaciales y a otros controles geomorfológicos que también afectan a la dinámica de los sedimentos dentro de los lagos. En cuanto a la producción de sedimentos en un ambiente de montaña, los glaciares de base templada son los que más favorecen la erosión subglaciar y promueven la reactividad química de los detritos generados (Wadham *et al.*, 2001). Este tipo de glaciares son los que se desarrollan en los Andes Fueguinos y se encuentran en los circos de los sitios laguna Esmeralda, laguna Ceniza y también glaciar Chato (Iturraspe, 2011; San Martín *et al.*, 2021b). Por otro lado, en sectores no englazados, la escorrentía superficial producto de la fusión del manto nival también aporta solutos a la cuenca (Chmiel *et al.*, 2007), como ocurre en las laderas de los valles estudiados. En concreto, la concentración de sedimentos en las corrientes de entrada y la posición vertical de estas corrientes en relación con la profundidad total del agua son factores claves en el control de la sedimentación (Carrivick y Tweed, 2013). Los estilos o tasas de sedimentación rápidamente alterados y, por lo tanto, el retroceso o el avance del hielo regional pueden inferirse por cambios abruptos o inconformidades en la secuencia del tamaño del grano, la mineralogía y la composición biológica (Schiefer y Gilbert, 2008).

Sobre la base de las características e interpretaciones realizadas para las diferentes facies del testigo CZA18 se puede resumir que éstas son representativas de la variación de la temperatura, la disponibilidad de agua/nieve y la energía del escurrimiento superficial en el valle (Fig. VII.6). Las facies LA, Lal y ALo corresponden a momentos de deshielo glacial durante los cuales la disponibilidad de agua en escurrimiento ha sido abundante (Figs.VII.6.a y b). Los períodos de retroceso glaciar conllevan una mayor fusión y un incremento del aporte de agua al sistema, produciendo una mayor cantidad de lixiviados y un aumento de sedimentos en transporte (Brown *et al.*, 1994; Turu y Bordonau, 2013). La presencia de estas facies, en el techo del testigo, indica que los momentos del registro sedimentario asociados a esta facies reflejan condiciones de depositación y características

climáticas similares a las actuales. En el caso de la facies ALo se interpreta mayor energía de los flujos de agua debido a mayor deshielo por aumento de temperatura, o mayor precipitación en forma de lluvia. Los valores altos de Zr en ambas facies reflejan la presencia de minerales resistentes depositados en las fracciones limo grueso y arena debido a alta energía en el sistema, tal como se ha observado en otros lagos glaciales y no glaciales del Hemisferio Norte (Cuven *et al.*, 2010; Marshall *et al.*, 2011; Vyse *et al.*, 2020).

El mapeo geomorfológico permite reconocer una relación entre estas facies y el delta que se desarrolla sobre el margen norte de la laguna Ceniza (Fig. VI.8). En los lagos glaciales son comunes los deltas tipo Gilbert, los cuales presentan estratos inclinados en la cara de avalancha que progradan hacia el interior del lago. Estos estratos inclinados pueden ser inestables y desmoronarse como flujos sedimentarios gravitatorios (Renaut y Gierlowski, 2010). Nielsen *et al.* (2016), en su análisis de los sedimentos lacustres y el entorno del lago Kveitvikvatnet en Noruega, interpretan al delta desarrollado como la principal fuente de sedimentos en periodos de reajuste paraglacial, así como durante eventos meteorológicos extremos o durante periodos de bajo nivel del agua del lago (incremento del gradiente del río). Del mismo modo, las características sedimentológicas y geoquímicas de las facies LAI y ALo, así como el contexto geomorfológico del valle, permiten validar la asociación de estas facies con el desarrollo del delta.

Otro *proxy* geoquímico que permite asociar estas facies a momentos cálidos y de retroceso glacial es la relación Al/Ti, la cual presenta, en general, valores elevados y algunos picos positivos. Estudios realizados en los Pirineos Orientales muestran que la relación Al/Ti alta es indicativa de mayor aporte de lixiviados (mayor oxidación e hidrólisis) y, por lo tanto, una mayor fusión ligada al retroceso de los frentes glaciares (Turu y Bordonau, 2013). Allí, los aumentos relativos de la relación Al/Ti coinciden con la mayoría de los ciclos interestadiales, y los descensos relativos con los ciclos estadiales. El registro de un avance del glaciar de Ordino coincide con un brusco descenso de la relación Al/Ti.

La facies ALo, interpretada como un depósito de flujo hiperpícnico que ocurre cuando hay aumento de escorrentía con respecto a la litofacies LAI y conduce a una progradación del delta, presenta características que algunos autores asocian a turbiditas. Según Sturm y Matter (1978), las turbiditas aparecen en los registros lacustres intercaladas

entre las láminas de limo-arcilla. Aunque tienen una composición mineralógica idéntica, las turbiditas suelen presentar mayor espesor (hasta varios centímetros) y con frecuencia muestran contactos basales erosivos, lo que sugiere una depositación por flujos de fondo. Los depósitos de turbiditas pueden corresponder a inundaciones de gran magnitud, eventos sísmicos o procesos de remoción en masa (Renaut y Gierlowski, 2010; Zolitschka *et al.*, 2015). Por lo tanto, se debe tener en cuenta que su depositación puede durar sólo unos minutos, pero pueden depositar varios centímetros de sedimento, mientras que, la sedimentación en suspensión del material de grano fino puede depositar sólo unos milímetros o menos durante muchos meses (Palmer *et al.*, 2007). Esto es importante al analizar las tasas de sedimentación de los registros lacustres y realizar asociaciones con eventos climáticos (Nielsen *et al.*, 2016). En el caso del testigo CZA18, se podría considerar que la facies ALo corresponde a procesos de turbidez que, en base a sus características y recurrencia en el registro, su origen puede estar ligado tanto a inundaciones como a eventos sísmicos. Asimismo, la facies ALg asociada a eventos de remoción en masa ocurridos desde las laderas circundantes a la laguna Ceniza también correspondería a depósitos turbidíticos (Fig. VII.6.e). Estos procesos de remoción en masa podrían desencadenarse por un mayor ingreso de agua en las laderas, ser consecuencia de movimientos sísmicos, o vincularse a avalanchas de nieve ocurridas durante el invierno o la primavera (Mundo *et al.*, 2007; Martinic, 2008; Moreiras y Coronato, 2009; Onorato *et al.*, 2011; Abascal y Bonorino, 2015; Medina *et al.*, 2022). Facies con similares características han sido atribuidas a eventos de este tipo en registros sedimentarios de lagos proglaciales en Suiza, Noruega, Canadá y en el lago Fagnano, donde se asocia al evento sísmico de magnitud 7,8 ocurrido en el año 1949 (Strasser *et al.*, 2006; Storen *et al.*, 2008; Vasskog *et al.*, 2011; Waldmann *et al.*, 2011; Heidemann *et al.*, 2015).

La facies Ll del testigo CZA18 se interpreta como representativa de momentos de baja temperatura, congelamiento de la superficie lagunar y, probablemente, avance glacial (Fig. VII.6.c). Durante estos momentos, la cobertura vegetal disminuye y las rocas quedan expuestas, se intensifica la meteorización física y la producción de harina de roca, por lo cual, las lagunas son alimentadas principalmente por ese material minerogénico (p. ej. Karlén, 1976, 1981; Dahl *et al.*, 2003; Nielsen *et al.*, 2016). Esto podría causar una mayor meteorización y generación de arcillas que son transportadas y depositadas en la laguna.

También hay mayor exposición del till de las laderas y, por lo tanto, la fracción fina queda expuesta a la erosión, el transporte y depositación en la laguna.

Esta litofacies, L1, en sus niveles superiores, presenta aumento de K/Ti. Esta relación se ha considerado un *proxy* muy útil de la meteorización física, de las variaciones en el aporte clástico de minerales que contienen potasio y de la variabilidad del tamaño del grano (arcilla) dentro de los sedimentos siliciclásticos (Cuven *et al.*, 2010; Bouchard *et al.*, 2011; Arnaud *et al.*, 2012; Lenz *et al.*, 2016). En el lago Ilirney, un lago proglacial ártico, Vyse *et al.* (2020) verifican condiciones ambientales frías con una elevada meteorización física, evidenciada por valores elevados de K/Ti, asociados a mayor aporte minerogénico de feldespatos dentro de la fracción arcilla y limo muy fino. El aporte de los feldespatos en relación con la disminución del cuarzo en los sedimentos finos, ha sido atribuido a la abrasión glacial de los sedimentos derivados del glaciar Norris, Alaska (Nesbitt y Young, 1996). En el lago Mondsee (Alpes nororientales) se describe una facies de limo, representativa de clima frío, que hacia la parte superior se convierte en una capa de arcilla (Lauterbach, *et al.*, 2011). La gradación de estas láminas de limo-arcilla refleja la deposición temporalmente diferenciada de limo y arcilla por flujos superficiales e interflujos, tras la descarga de agua de deshielo de primavera (Sturm y Matter, 1978). Esta facies del lago Mondsee presenta características similares a la facies L1 y, la parte superior, a la facies Lab. De esta manera, la facies Lab también representaría momentos de baja temperatura, inferiores a las actuales, durante los cuales la superficie del lago permanece congelada dominando la depositación de sedimentos limoarcillosos (Fig. VII.6.d) (p. ej. Priscu *et al.*, 1998; Asikainen *et al.*, 2007). Los momentos de depositación de esta facies en algunos casos pueden ser posteriores a momentos de avance o estado de equilibrio glacial, cuando hay mayor producción de harina de roca, tal como se observa en el registro cuando esta facies aparece junto a la facies L1 (Figs. VII.2 y 5). Además, el contenido nulo de materia orgánica en la facies Lab se atribuye al ingreso de harina de roca pobre en nutrientes y la existencia de una capa de hielo casi permanente lo cual contribuye a crear condiciones pobres para la productividad orgánica en la laguna (Karlén 1981; Smol, 1988; Benson *et al.*, 1998; Melles *et al.*, 2007).

En cuanto al registro de Si/Rb a lo largo del testigo CZA18, en general, los picos positivos no coinciden con las unidades de mayor tamaño de grano, como habría de

esperarse (Fig. VII.5) (Cuven *et al.*, 2010; Davies *et al.*, 2015). En los ambientes lacustres hay dos posibles orígenes para la sílice, el material detrítico y la productividad primaria (sílice biogénica) (Cohen, 2003; Balascio *et al.*, 2011; Kylander *et al.*, 2011). En este sentido, los valores altos para Si/Rb podrían asociarse, por un lado, a sílice biogénica resultante de mayor contenido de diatomeas o, por otro, indicar una alta proporción de entrada de sedimentos finos, los cuales intensifican la señal de Si detectada por micro-XRF (Cuven *et al.*, 2010). La presencia de diatomeas se observó a lo largo del registro sedimentario del testigo (San Martín *et al.*, 2022). Estudios futuros, focalizados en la determinación detallada de las especies presentes, su distribución y cantidades, permitirán obtener información paleolimnológica y así establecer posibles relaciones entre los valores de Si y la presencia de diatomeas.

A lo largo del registro sedimentario, se puede reconocer que las facies presentan una disminución progresiva de sus espesores desde la base hacia el techo. Esto podría estar asociado con la disminución del tamaño del glaciar y/o el aumento de la distancia entre su frente y la laguna y, también, con el desarrollo del delta y su progradación sobre el cuerpo de agua (Simonneau *et al.*, 2014; LaBrecque y Kaufman, 2016; Nielsen *et al.*, 2016). Los espesores mayores de las facies Ll y Lab, que se encuentran en la sección media inferior del testigo, respecto a los de niveles superiores, podrían deberse a una mayor tasa sedimentaria como consecuencia de un mayor tamaño del glaciar, menor distancia entre su frente y la laguna y, quizás también, a mayor tiempo de congelamiento de la superficie lagunar. Del mismo modo para la facies LAI, los espesores mayores corresponderían a mayor tasa de sedimentación durante los momentos de deshielo cuando el glaciar presentaba mayor tamaño y se encontraba más cerca. Sin embargo, esto es difícil de corroborar ya que no se reconocen en este valle evidencias geomorfológicas que indiquen una posición del hielo estacionaria entre las morenas asignadas al Tardiglacial y a la PEH. Algunos autores han identificado en valles cercanos morenas que asignan a avances Neoglaciales e incluso postulan que algunos de estos avances podrían haber sido similares en extensión a los de la PEH (Menounos *et al.*, 2013). De acuerdo a las edades calibradas obtenidas, se infiere que las facies Ll y Lab ubicadas, entre 14 y 08 cm de profundidad, podrían correlacionarse con momentos más fríos durante la PEH (Figs. VII.2, 5 y 6). Por encima, las facies LAI y ALO corresponderían a la fase de deshielo posterior a la PEH. Finalmente, los niveles

sedimentarios asociados a la actividad glacial reciente y actual son afectados por el desarrollo aguas arriba de la laguna proglacial ID 81 la cual retiene los sedimentos que provienen de la actividad del glaciar (Figs. VI.8, 9 y 12.b).

En la laguna Esmeralda, el punto de muestreo corresponde al sector central del cuerpo de agua (Fig. VII.8). Esto implica que las facies desarrolladas corresponden a las típicas facies de fondo lacustre distal. Es decir, sedimentos pelágicos rítmicamente laminados, cuya sedimentación ocurre mayormente a partir de decantación de material en suspensión mientras que los flujos de fondo suelen ser escasos y pequeños (Ashley, 1995; Palmer *et al.*, 2019; Brignone, 2021). Por lo tanto, este punto de muestreo se encuentra escasamente influenciado por los procesos de sedimentación de los márgenes de la laguna. El punto de muestreo del testigo CZA18 se encuentra en la zona de depositación de sedimentos correspondientes al prodelta del delta conformado en el margen norte de la laguna Ceniza (Figs. VI.8 y VII.1). A su vez, en el registro sedimentario se observa que, en ocasiones, este punto es alcanzado por sedimentos correspondientes al frente deltaico. Por otro lado, también se reconocen depósitos asociados a eventos episódicos que corresponderían a procesos de remoción en masa. Las diferencias en la posición de ambos puntos de muestreo, en la posición altitudinal de las lagunas, en el desarrollo y condición de actividad de diferentes geoformas en los márgenes y aguas arriba de las lagunas, así como en la cobertura vegetal, se traducen en una sedimentación y desarrollo de facies diferentes entre los dos testigos estudiados. A pesar de esto, en ambos testigos se reconoce el registro del congelamiento de la superficie lagunar, el cual ha sucedido repetidas veces a lo largo del período de tiempo estudiado.

La diferencia de altitud entre las lagunas implica que el aporte sedimentario en ambos valles también se encuentra regulado por la cobertura vegetal de las laderas y el fondo de los valles (Carrivick y Tweed, 2013). En el valle de la laguna Ceniza, aguas arriba de ésta, las laderas actualmente presentan muy escaso desarrollo de vegetación con predominio de vegetación alpina (ver II.2.4.1 Zona de Cordillera), por lo tanto, hay mayor transferencia de sedimentos. En el valle de la laguna Esmeralda, las laderas están tapizadas por bosque y el fondo del valle presenta desarrollo de turberas aguas arriba de la laguna (ver II.2.4.1 Zona de Cordillera). Esta cobertura vegetal retiene parte de la escorrentía de agua superficial y, por lo tanto, la energía de transporte es menor lo que se traduce en

sedimentos de menor tamaño de grano (Schnurrenberger *et al.*, 2003; Lauterbach *et al.*, 2011). Estudios paleoambientales en valles de los Andes Fueguinos postulan que para el Holoceno medio (entre 4.000 y 5.000 años A.P.), el bosque habría alcanzado una cobertura similar o mayor a la actual (Heusser, 2003; Borromei *et al.*, 2007; Coronato *et al.*, 2007). Sin embargo, durante las fluctuaciones climáticas del Holoceno tardío se habrían producido avances glaciales y retracción de la vegetación, como consecuencia de descensos en la temperatura (Kuylenstierna *et al.*, 1996; Borromei *et al.*, 2010; Ponce *et al.*, 2017). Esto permite inferir que en momentos de condiciones climáticas similares a las actuales, el desarrollo de vegetación sería como el actual y, en contraposición, en momentos de menor temperatura la vegetación se habría retraído a cotas menores permitiendo mayor erosión y transporte de sedimentos. La laguna Esmeralda, al encontrarse a menor altitud que la laguna Ceniza, presenta mayor desarrollo de bosque aguas arriba, por lo tanto, probablemente la retracción de la vegetación no haya representado un cambio notorio en el transporte de sedimentos hacia el cuerpo de agua.

Los sedimentos disturbados que se encuentran entre 73 y 52 cm y 35 y 27 cm del testigo ESM17, fueron asociados a un posible origen antrópico relacionado a la extracción del testigo lacustre y también a procesos naturales asociados a la cuenca (Figs. VII.9 y 11). Si se tiene en cuenta un origen natural, la deformación de las láminas se asemeja a estructuras deformacionales del tipo laminación convoluta. Este tipo de estructuras fueron identificadas por Onorato *et al.* (2016) en la secuencia sedimentaria holocena de la laguna Udaeta (54° 33' 34" S 66° 44' 53" O). Esta laguna se ubica sobre el eje principal del sistema de fallas Magallanes-Fagnano (SFMF), por lo tanto, los autores interpretan a esas deformaciones, entre otras, como sismitas originadas por sacudidas causadas por terremotos. El SFMF presenta eventos sísmicos prehistóricos, históricos e instrumentales con magnitudes mayores a 5 (Sabbione *et al.*, 2007a,b), por lo tanto, es probable que sea la fuente sismogénica que produjo las sismitas en la zona de la laguna Udaeta (Onorato *et al.*, 2016). De esta manera, se podría asignar el mismo origen para las deformaciones del testigo ESM17, sin embargo, no se cuenta con antecedentes en los valles de altura que permitan contrastar esta interpretación. Por otro lado, tampoco es posible descartar el origen de las deformaciones como consecuencia del muestreo (Schnurrenberger *et al.*, 2003).

Las láminas de la facies Lal presentan diferencias de espesor en algunas secciones (Figs. VII.9, 10.a y 11). Entre 52 y 44 cm, las láminas presentan mayor espesor y se observa mayor recurrencia de las láminas ocreas con alta proporción de materia orgánica. Tal como se propone para el testigo CZA18, la disminución de espesor desde las láminas profundas hacia las de superficie podría corresponder a la progresiva disminución del tamaño del glaciar y el aumento de la distancia entre su frente y la laguna. Del mismo modo, en un testigo sedimentario del lago Argentino, Brignone (2021) observa una reducción en el espesor de las láminas que asocia a una progresiva reducción de la energía de los flujos de entrada vinculados a un periodo posterior al máximo de la PEH. En consecuencia, debido al aumento de temperatura y por ende del deshielo, el glaciar Ameghino (tributario del lago Argentino) comienza a disminuir progresivamente su tamaño, principalmente a través de la reducción de su espesor, pero también mediante una lenta retracción de su frente. Por otro lado, en el valle de la laguna Esmeralda, el desarrollo de la vegetación (bosque y turberas) y su colonización hacia cotas superiores podría ser otro factor de intervención en la reducción de la tasa de aporte de detritos y, por lo tanto, desarrollo de láminas de menor espesor.

Las láminas ocreas de la facies Lal fueron vinculadas a dos orígenes posibles: momentos de elevada precipitación y procesos de remoción en masa (Fig. VII.13.a). En el lago Lilloet (SO de la Columbia Británica) Heideman *et al.* (2015) identificaron varves de diferentes espesores causados por inundaciones y por deslizamientos, sin embargo, los autores consideran que el espesor no constituye una característica que permita diferenciar entre uno y otro origen, conforme los caudales elevados pueden arrastrar y transportar grandes cantidades de sedimentos sin que se produzca un gran desprendimiento en la cuenca. En algunos casos el color puede ser útil, sin embargo, la mejor manera de poder asignarles un origen a los varves de mayor espesor es caracterizando varves que se puedan correlacionar con el registro histórico de datos hidrométricos y meteorológicos y, así, compararlos con el registro sedimentario prehistórico. En el caso de la laguna Esmeralda, y las lagunas de altura de los Andes Fueguinos en general, la ausencia de estos registros limita este tipo de correlaciones e interpretaciones. La presencia de materia orgánica en las láminas ocreas, sumado al espesor, la posición distal del testigo respecto a las laderas y la recurrencia de estas láminas, podrían atribuirse a los momentos de mayor descarga por

combinación de deshielo glacial y nival tal como proponen Heideman *et al.* (2015) para varves con características similares.

En el caso de la facies LAm, al encontrarse en el registro por única vez, podría representar la ocurrencia de un evento excepcional de elevada escorrentía superficial probablemente causado por elevada precipitación y/o una alta tasa de deshielo (glacial y nival) (Figs. VII.9, 11.b y 13). En el lago Silt (50° 44' N 123° 41' O) ubicado en la Columbia Británica, se identificó una lámina arenosa y espesa entre los varves la cual coincide con una crecida récord del río Lillooet tras un evento de lluvias extremas (Schiefer y Gilbert, 2008). Depósitos asociados a eventos similares, han sido observados en otros registros de varves de cuencas lacustres glaciales (Menounos *et al.*, 2005; Schiefer *et al.*, 2006; Cockburn y Lamoureux, 2008; Liermann *et al.*, 2012).

Por último, la presencia arcillas del tipo clorita e illita en ambos testigos sedimentarios y a lo largo de todo su registro, condice con la litología y el clima imperante en los valles de altura de los Andes Fueguinos durante los últimos miles de años (p. ej. Borromei *et al.*, 2010; Menounos *et al.*, 2013). La hidrólisis de minerales metamórficos reemplaza cationes por los hidrogeniones de la solución alcalina produciendo lixiviación hidrolítica de bases en todas las fases alumínicas (se remueven Si, Fe, Mn, P y Mg), como neoformación de arcillas, clorita e illita en abundancia en climas fríos (Blaise, 1989). Thorn *et al.* (2007) han observado que este proceso puede darse en unos pocos centenares de años en clastos morénicos de la PEH en Noruega.

# Capítulo VIII

**Evolución paleoambiental de los ambientes  
lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG  
hasta la actualidad**



## **VIII Evolución paleoambiental de los ambientes lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG hasta la actualidad**

La expansión de glaciares en los Andes Fueguinos, como consecuencia de las múltiples glaciaciones ocurridas durante el Cuaternario, generaron una intensa erosión que quedó manifestada en los circos y valles que dominan este paisaje. Actualmente, no existe un acuerdo acerca del escenario glaciológico específico que condujo a la formación de los glaciares que erosionaron los circos de los Andes Fueguinos (Menounos *et al.*, 2013). Es probable que éstos hayan sido ocupados por el hielo en las distintas fases frías del Pleistoceno (Rabassa *et al.*, 2000), alcanzando su tamaño y morfología actuales a lo largo de la Última Glaciación (Fig. VIII.1.a). Durante el Tardiglacial se produjo la disminución de la cobertura glacial (etapas de "Individualización" y "Estabilización"; ca. 18–14 y 14–12 ka años A.P., respectivamente; Coronato, 1995a) y la desconexión de los glaciares de valles tributarios, adquiriendo un comportamiento independiente, del paleoglacial Beagle que, a su vez, estaba retrocediendo desde su posición frontal más oriental en Punta Moat (Rabassa *et al.*, 1990b; Coronato, 1995a). Este retroceso de los glaciares se produjo en respuesta al continuo calentamiento global natural que marcó el final de la Última Glaciación (Rabassa, 2008).

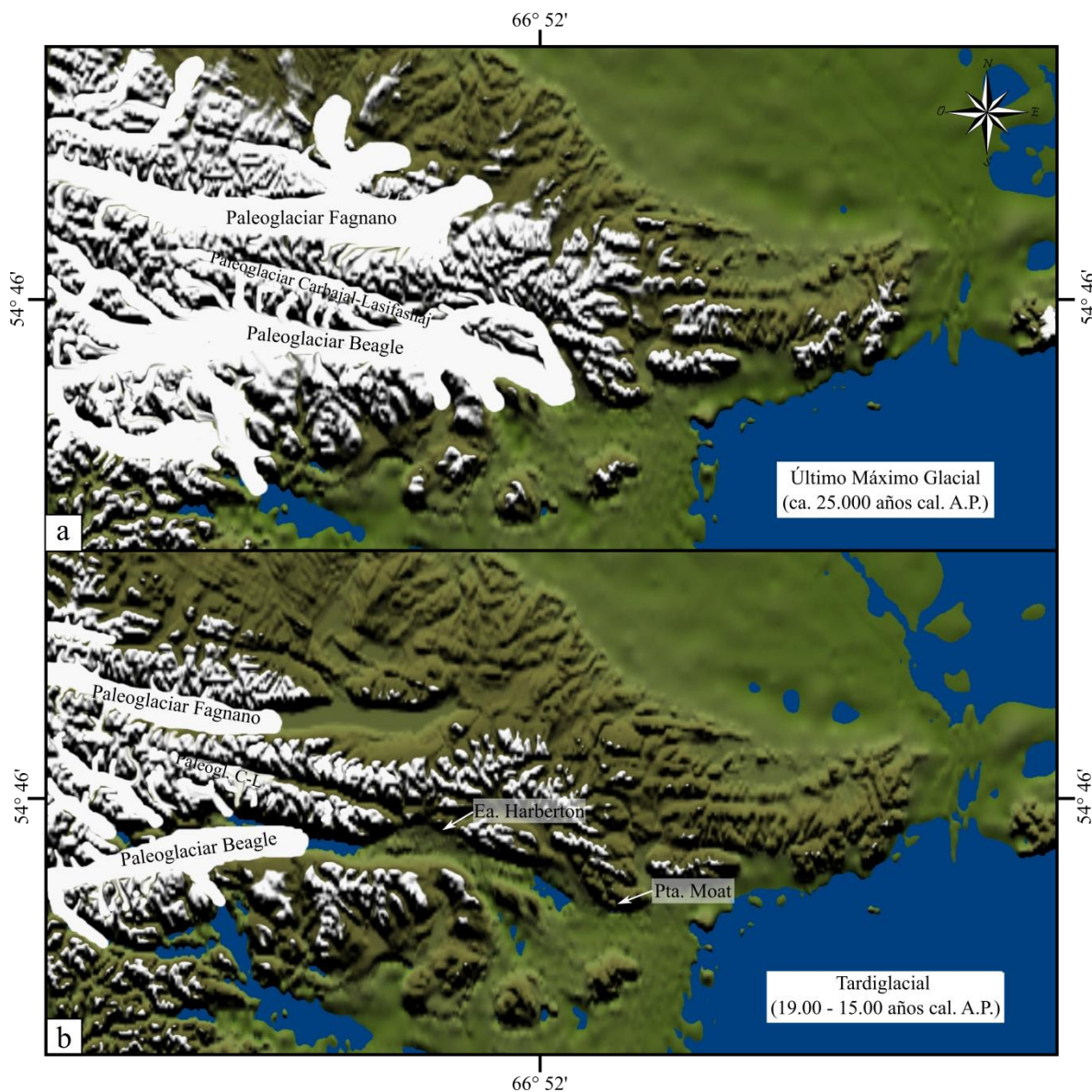
El retroceso glacial en el S de la IGTDF fue dejando descubiertas numerosas cubetas y depresiones cerradas, de origen erosivo (cubetas de sobreexcavación glacial), en el fondo de los valles (Fig. VIII.1.b). A medida que el hielo iba retrocediendo, el agua de fusión glacial se acumulaba en estas depresiones. De acuerdo con el fechado radiocarbónico de la base de la turbera Harberton, el retroceso del paleoglacial Beagle desde su posición más externa, habría comenzado con anterioridad a los 19.061 años cal. A.P. (Savoretti, 2018). Edades basales de turberas ubicadas en el sector O del canal Beagle, indican que el canal estuvo totalmente descubierto de hielo hacia los 15.000 años cal. A.P. quedando los glaciares tributarios relegados al interior de sus fiordos (Hall *et al.*, 2013). Posiblemente los lagos y lagunas que hoy ocupan el fondo de los valles principales y los sectores inter-drumlin del área de Punta Moat y Ea. Harberton (Fig. V.1) hayan sido los primeros en formarse durante la primera parte del Tardiglacial (entre 19.000 y 15.000 años cal. A.P.). Hacia el N de los Andes Fueguinos, en el lago Fagnano, Coronato *et al.* (2009) sugieren que el extremo E de la costa S del lago estaba descubierto de hielo hacia los

12.300 años cal. A.P. Además, los autores proponen que el desarrollo de un lago proglacial habría acelerado el retroceso del paleoglacial Fagnano mediante desprendimientos de su frente (*calving*).

Muchos de los cuerpos de agua desarrollados en el piso de los valles principales en el S de la IGTDF, fueron posteriormente dominados por turberas cuando las condiciones climáticas se tornaron adecuadas para el crecimiento de vegetación formadora de turba (19.000-13.000 años cal. A.P.) (Borromei *et al.*, 2010; Ponce *et al.*, 2011; Musotto *et al.*, 2016, 2017a,b; Savoretti, 2018). En el área de la turbera Harberton, el análisis de macrorrestos vegetales señala para el lapso 19.061–15.240 años cal. A.P., el desarrollo de una vegetación herbáceo-arbustiva en ambientes pantanosos o lacustre someros próximos a un frente glacial (Savoretti, 2018). Actualmente extensas áreas del fondo del valle Carbajal-Lasifashaj y también numerosos valles colgantes se encuentran cubiertos por turberas cuyo origen, muy probablemente, haya sido similar al de la turbera Harberton. Algunas turberas presentan extensas lagunas (p. ej. Len -ID 334-, Arcoiris -ID 336- y Victoria -ID 337- ), cuyas edades de formación probablemente se remontan al origen de las turberas adyacentes. Borromei *et al.* (2007) estudiaron un perfil de una turbera contigua a la ruta Nacional 3 sobre el valle de Carbajal-Lasifashaj y distante a aproximadamente 4 km al E de la laguna Arcoiris. Allí, mediante dataciones radiocarbónicas, se obtuvo para la turbera, una edad mínima de 12.048 años cal. A.P. Esta edad y el ambiente descrito mediante análisis palinológicos permiten indicar ausencia de cobertura glacial en ese sitio para ese momento.

En el interior de los valles tributarios y circos de los Andes Fueguinos, la presencia de morenas asignadas a los avances glaciales correspondientes al *Antartic Cold Reversal* (ACR, 14.500–12.900 años cal. A.P.) y al *Younger Dryas* (YD, 12.900–11.700 años cal. A.P.) (Menounos *et al.*, 2013), como las identificadas en los valles de las lagunas Esmeralda y Ceniza, permiten inferir que los glaciares tributarios se desconectaron de los glaciares principales con anterioridad a los 15.000 años cal. A.P. Sobre la base de dataciones de superficies expuestas ( $^{10}\text{Be}$ ), Menounos *et al.* (2013) proponen que las áreas alpinas ya estaban libres de hielo hacia los 16.900 años cal. A.P. Estos episodios fríos también han sido identificados mediante el estudio de registros polínicos en el canal Beagle (Heusser, 1998; Savoretti, 2018), y en el lago Fagnano (Musotto *et al.*, 2015). En los valles

*Evolución paleoambiental de los ambientes lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG hasta la actualidad*

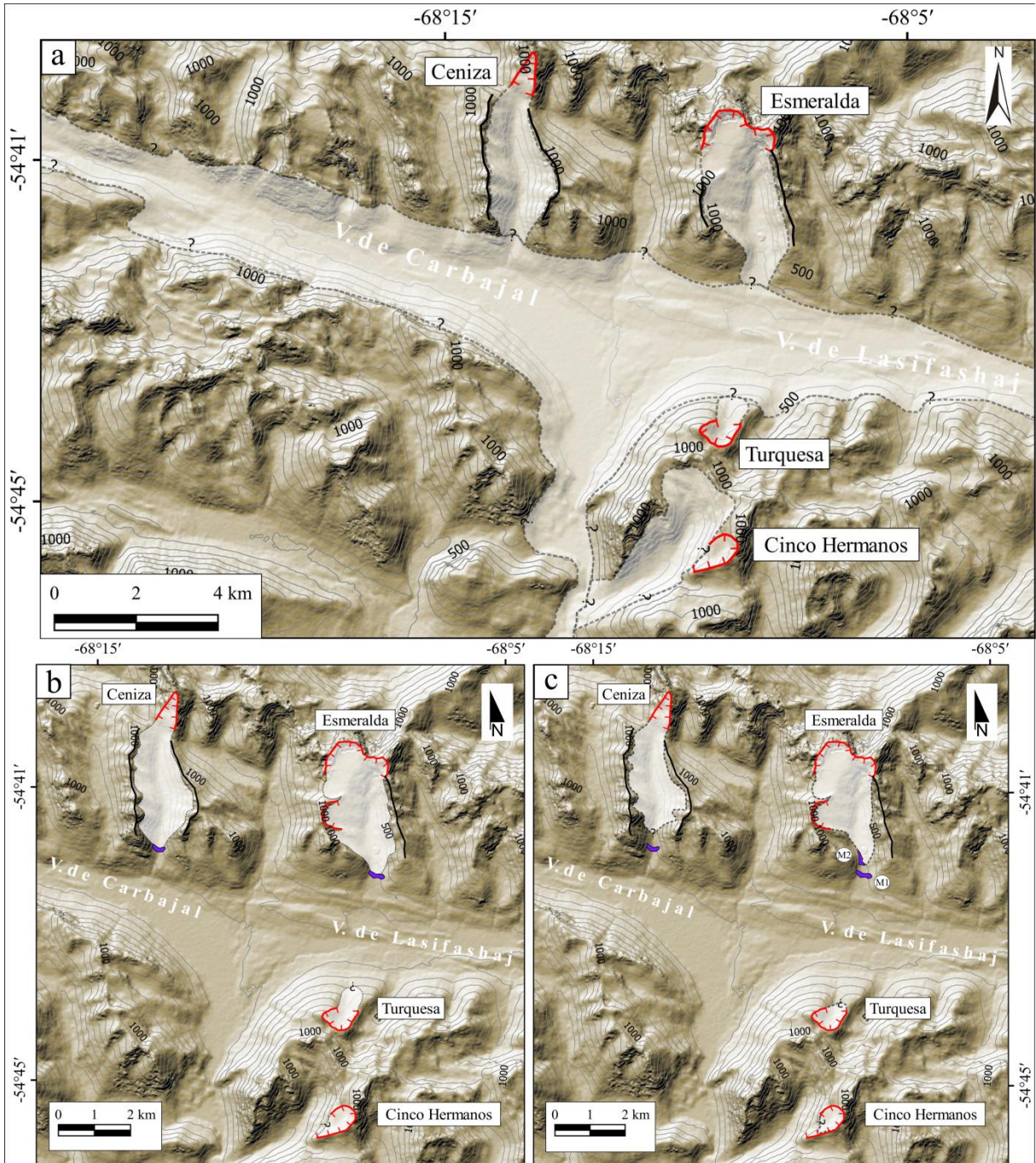


**Figura VIII.1:** (a) Englazamiento de los Andes Fueguinos durante el último Máximo Glacial. (b) Retroceso de la red de glaciares durante el Tardiglacial y formación de lagunas y posterior desarrollo de turberas en cubetas de erosión glacial ubicadas en cercanías a Punta Moat, Estancia Harberton y en el fondo de valles principales. Tomado de Ponce *et al.* (2011).

colgantes, debido a la consecuente exposición de las laderas por retroceso glacial post ACR y YD, sería dominante el desarrollo de geformas debido a procesos proglaciales y paraglaciales como deslizamientos, flujos de detritos, conos de detritos, laderas detríticas, abanicos glacifluviales, deltas, llanuras de inundación y abanicos deltaicos, entre otros (ver VI.6.2 Geformas asociadas a procesos paraglaciales y avances glaciales posteriores al UMG). Según Borronei *et al.* (2007), hacia 12.048 años cal. A.P en el valle de Carbajal-Lasifashaj las laderas eran inestables, afectadas por la descompresión del hielo, lo que

*Evolución paleoambiental de los ambientes lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG hasta la actualidad*

habría generado frecuentes movimientos de remoción en masa, posiblemente con modificación de laderas rocosas por laderas detríticas. Además, los autores proponen que múltiples canales habrían inundado el fondo de los valles, llenando de esta manera las cubetas erosivas con agua de deshielo y generando estrechas llanuras de inundación.



**Figura VIII.2:** (a) Englazamiento durante el UMG del valle Carbajal-Lasifashaj y de los valles correspondientes a los sitios de estudio. (b) y (c) Configuración glacial durante el Tardiglacial, el valle de Carbajal-Lasifashaj se encontraría descubierto y los glaciares de los diferentes sitios corresponderían a glaciares de valle colgantes; en los valles de los sitios Ceniza y Esmeralda se desarrollaron morenas que

corresponderían al ACR y YD. La extensión glacial representada en esta figura se limita a los sitios de interés de esta Tesis.

Durante el Holoceno temprano (ca. 11.500-8.000 años cal. A.P.), la temperatura se mantuvo en ascenso, favoreciendo la expansión del bosque de *Nothofagus* y la continua deglaciación (Heusser *et al.*, 1998, Borromei *et al.*, 2007, 2010, 2016; Coronato *et al.*, 2022), de manera que los glaciares quedaron relegados a las zonas más altas de los valles colgantes. De este modo, los ambientes geomorfológicos paraglaciales continuaban su desarrollo en las laderas y el fondo de los valles colgantes. En la turbera Las Cotorras (54° 41' 13" S; 68° 02' 51" O; 420 m s. n. m.), ubicada en un valle colgante tributario del valle Carbajal-Lasifashaj y en cuya cabecera se encuentra el glaciar Alvear (Fig. V.11) Borromei *et al.* (2010) obtuvieron una edad basal de ca. 8.000 años cal. A.P., lo cual indica una edad mínima de deglaciación para los valles colgantes a esas altitudes. Además, los estudios polínicos realizados por los autores indican la presencia de bosque de *Nothofagus* abierto, junto a comunidades de vegetación alpina, sugiriendo condiciones cálidas y secas para el Holoceno temprano. Dataciones radiocarbónicas obtenidas por Menounos *et al.* (2013) en un circo de la sierra de Vinciguerra sugieren que para 12.520–11.230 años cal. A.P., los glaciares habrían disminuido hasta niveles comparables a los de la PEH. De esta manera, se sugiere que hacia finales del Tardiglacial e inicios del Holoceno, ya se habrían formado las lagunas ubicadas en los pisos de los valles colgantes, en cols, en superficies de erosión glacial y en aquellos circos donde los glaciares se habrían retraído completamente. Muchas de estas lagunas habrían tenido un aporte de agua de fusión glacial directo por la persistencia de varios glaciares en los sectores más altos de los Andes Fueguinos.

Hacia el Holoceno medio, en el S de la IGTDF, los registros polínicos indican condiciones frías y un incremento en la humedad efectiva para los 6.700 años cal. A.P. Sin embargo, el período Holoceno medio a tardío se caracteriza por una alta variabilidad climática presentando oscilaciones de condiciones húmedas y secas junto a descensos y aumentos de la temperatura media (Heusser 1998, 2003; Coronato *et al.*, 2022). Estas oscilaciones estarían asociadas a migraciones del núcleo del cinturón de vientos del O (*Southern Westerly Winds*; SWW) (Björk *et al.*, 2012; Waldmann *et al.*, 2010, 2014). Moreno *et al.* (2018) interpretaron nueve eventos del Modo Anular del Sur (MAS; u oscilación antártica) en fase positiva, equivalentes a intervalos cálido-secos a escala

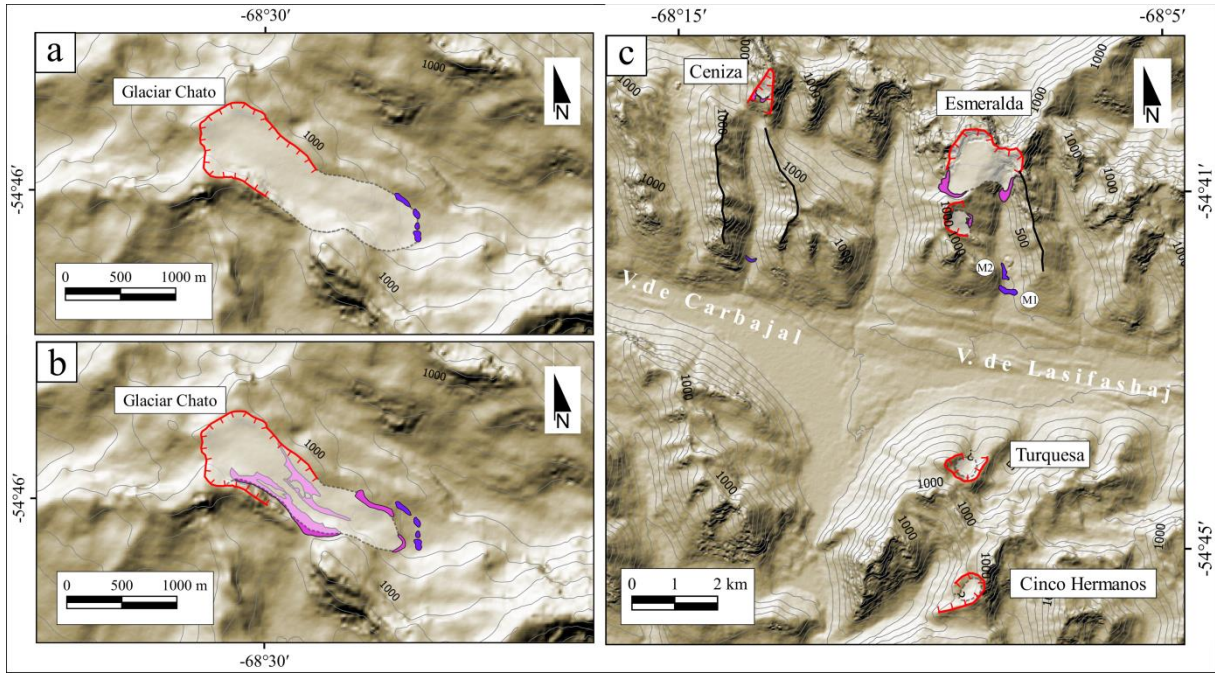
temporal centenaria desde 5.800 años cal. A.P., alternando con intervalos frío-húmedos o fases MAS negativas que han favorecido la expansión de los glaciares. Según Strelin *et al.* (2008), los períodos de temperaturas frías del mar durante el Holoceno tardío promovieron condiciones climáticas favorables para la expansión de los glaciares alpinos en el S de Tierra del Fuego. A su vez, Menounos *et al.* (2013) sostienen que factores como cambios en la radiación solar, la posición y fuerza de los SWW, cambios en la circulación atmósfera-océano, o alguna combinación de ellos controlaron las fluctuaciones de los glaciares del Holoceno en la Patagonia.

En los Andes Fueguinos no se han registrado aún suficientes evidencias geomorfológicas de avances glaciarios durante el Holoceno medio. Los registros polínicos en localidades del S de la IGTDF tampoco muestran claras evidencias de periodos fríos asociados a los avances neoglaciales (Coronato *et al.* 2022). Menounos *et al.* (2013) a partir de la identificación y datación de morenas frontales reconocen evidencias de uno o más avances glaciarios ocurridos en algún momento entre 7.960-7.340 años cal. A.P. y 5.290-5.050 años cal. A.P. Sin embargo, los autores indican que los glaciares habrían alcanzado extensiones de entre 10-100 m por delante de las morenas generadas durante la PEH. En los diferentes sitios de estudio de esta tesis, únicamente en el sitio glaciar Chato se identificó una morena con características que permitirían asociarla a uno de los avances neoglaciales identificados por Menounos *et al.* (2013) (Fig. VIII.3.a). De esta manera, por el momento, no es posible asignar a las lagunas edades relativas a los avances neoglaciales del Holoceno medio, aunque es posible que su registro se encuentre en los sedimentos de fondo de los cuerpos de agua más antiguos.

Los registros polínicos en turberas localizadas en el interior de valles de los Andes Fueguinos (Borromei *et al.*, 2016), en el centro sur de la IGTDF (Waldmann *et al.*, 2014; Musotto *et al.*, 2016, 2017a,b) y en la IDE (Ponce *et al.*, 2011) muestran un incremento relativo en la frecuencia de polen arbóreo desde ca. 6.700 años cal. A.P., con los mayores valores de concentración de polen entre ca. 5.500 y 3.000 años cal. A.P. Sobre la base de esto, los diferentes autores interpretan el desarrollo de un bosque cerrado y lluvioso de *Nothofagus* bajo condiciones frías y muy húmedas. La alta humedad inferida para la región, a partir de estos registros de polen, sustenta la interpretación de que, durante los avances neoglaciales propuestos por Menounos *et al.* (2013), el SWW se localizaba levemente al

*Evolución paleoambiental de los ambientes lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG hasta la actualidad*

norte de los 54-55° S. Esta posición de los SWW habría permitido una mayor influencia de los vientos provenientes de la Antártida en el sur de la IGDTF, creando condiciones levemente frías que permitieron el avance glacial (Coronato *et al.*, 2022).



**Figura VIII.3:** (a) Extensión del glaciar Chato durante el Holoceno medio y desarrollo de un arco morénico frontal. Extensión glacial en los sitios glaciar Chato (b) y Esmeralda y Ceniza (c) durante la PEH, evidenciado por la presencia de morenas.

La extensión limitada de los glaciares durante el Holoceno medio-tardío permitió el continuo reajuste geomorfológico postglacial, la continua expansión del bosque en los valles de Ceniza y Esmeralda y el desarrollo de vegetación alpina en las partes bajas de los sitios Turquesa y glaciar Chato. Las condiciones lluviosas durante este período, además, podrían haber generado procesos de remoción en masa en las laderas. La sección más profunda (102 a 74 cm) del testigo sedimentario CZA18 es anterior a los 2.775 años cal. A.P. y, según la curva edad-profundidad construida (Fig. VII.6), su registro probablemente alcanza, al menos, los 4.000 años cal. A.P. Esta sección presenta predominancia de las litofacies L1 y Lal y ocurrencia de Lab y Alo. La facies L1 fue interpretada como representativa de momentos de baja temperatura, congelamiento de la superficie lagunar y, probablemente, avance glacial (Fig. VIII.4). Su depositación en este intervalo de tiempo coincide con las condiciones frías interpretadas por otros autores para los valles de los Andes Fueguinos, el centro sur de la IGDTF y la IDE.

*Evolución paleoambiental de los ambientes lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG hasta la actualidad*

Entre ca. 4.500 y 3.000 años cal. A.P., estudios en malacofauna registran condiciones más cálidas que durante el resto del Holoceno (Obelic *et al.*, 1998; Gordillo *et al.*, 2015). Estas condiciones se atribuyen a mayor entrada de micronutrientes al sistema marino, como resultado del incremento de las precipitaciones y de la descarga de agua dulce desde las montañas hacia el margen continental (Gordillo *et al.*, 1993; Candel *et al.*, 2009; Candel y Borromei, 2013). Esto podría correlacionarse con las facies LAI y ALO depositadas en el testigo CZA18 alrededor de los 3.000 años cal. A.P., las cuales son indicativas de aumento de escorrentía (Fig. VIII.4).

A partir de registros polínicos en la turbera de altura Las Cotorras, Borromei *et al.* (2010) interpretan condiciones climáticas frías y húmedas para 3.080-2.200 años cal. A.P. Además, identifican picos de concentración de polen en torno a 2.800, 1.100 y 700 años cal. A.P., seguidos por procesos de remoción en masa. Ellos interpretan el mayor ingreso de polen como consecuencia del aumento de la escorrentía superficial a partir de eventos de elevada precipitación, que desencadenaron estos procesos. En el testigo CZA18 se reconocen facies (Alg) asociadas a procesos de remoción en masa que se ubican a lo largo del testigo. Éstas presentan edades de ca. 2.300, 1.500 y 750 años cal. A.P. y podrían asociarse a eventos de precipitación elevada tal como se proponen en base al registro de la turbera Las Cotorras (Fig. VIII.4). En el caso del testigo ESM17, la facies LAm (20 cm de profundidad) se vincula a un momento de escorrentía elevada debido al aumento en las precipitaciones y/o deshielo ocurridos de manera excepcional. Si bien para este testigo sólo se obtuvo una datación (1.575 años cal. A.P. a 43 cm de profundidad), dada su posición central en el cuerpo de agua y la homogeneidad textural que muestran los análisis sedimentológicos podría considerarse una tasa de depositación relativamente constante. Teniendo en cuenta esto, la facies LAm habría sido depositada alrededor de 730 años cal. A.P. De este modo, sería correlacionable con el último evento de remoción en masa interpretado para la turbera Las Cotorras y el testigo CZA18 y, por lo tanto, podría reforzarse la propuesta de aumento de escorrentía para ese momento.

Durante el último milenio, se ha detectado a nivel global un periodo cálido entre 1.100 y 900 años cal. A.P. (Óptimo Climático Medieval; OCM) (Compagnucci, 2011), que ha sido registrado en varios sitios de Patagonia y en Antártida (Favier Dubois, 2007; Stoessel *et al.*, 2008; Kilian y Lamy, 2012; Lüning *et al.*, 2019a,b, entre otros). En el lago

Cipreses (51° S), el OCM fue correlacionado con un evento cálido y seco, correspondiente al penúltimo evento tipo MAS positivo registrado entre 1.000 y 700 años cal. A.P. (Moreno *et al.*, 2018). En la región de los Andes Fueguinos, condiciones climáticas cálidas y secas han sido reportadas solamente en la turbera del valle de Andorra (ca. 1.032-846 años cal. A.P.; Mauquoy *et al.*, 2004), en la turbera de Ea. Harberton (ca. 740 años cal. A.P.; Savoretti, 2018) y en el registro sedimentario del lago Fagnano, debido a un descenso en el contenido de hierro asociado a condiciones de sequía (Waldmann *et al.*, 2010). En el canal Beagle, la existencia del OCM fue inferida debido al aumento de temperatura del agua de mar entre 800-500 años cal. A.P. (Obelic *et al.*, 1998).

Debido a que el OCM no ha sido identificado en todas las localidades estudiadas del sur de la IGTDF y la IDE, se interpreta que los incrementos de temperatura y las condiciones secas definidas por este evento pueden no haber sido lo suficientemente intensas como para causar un cambio significativo en el bosque de *Nothofagus* (Coronato *et al.*, 2022). Las facies del testigo CZA18, depositadas entre ca. 20 y 14 cm de profundidad, es decir, con una edad entre ca. 1.000 y 700 años cal. A.P., corresponden a aquellas asociadas a momentos de deshielo y, por lo tanto, podrían vincularse al evento climático OCM (Fig. VIII.4). Además, en esta sección del testigo las facies presentan espesores reducidos en relación a facies de profundidades mayores. Estos espesores menores fueron asociados a un glaciar aportante de agua de deshielo de menor tamaño y, también, a una mayor distancia del frente glacial al cuerpo de agua. A su vez, estos espesores también podrían ser consecuencia del menor ingreso de sedimentos debido a disminución de la escorrentía desde las laderas a causa de las condiciones ambientales más secas interpretadas por diferentes autores.

El evento más frío del último milenio se asocia con el último avance glacial regional, asignado a la PEH. Moreno *et al.* (2018) reportó condiciones frías y húmedas entre 600-200 años cal. A.P. a 51° S asociadas a un evento de tipo MAS negativo. A su vez, Echeverría *et al.* (2017) señalan condiciones frías y secas durante la PEH, también vinculadas a la migración hacia el norte de los SWW y que afectan por igual a los ambientes forestales y esteparios entre los paralelos 48° y 52° S. Esta situación ambiental es contemporánea con la generación de morenas en la cuenca del lago Argentino alrededor de 360-240 años cal. A.P. (Kaplan *et al.*, 2016). El sistema glaciar Bahía Pía, en la

Cordillera Darwin, experimentó avances glaciales alcanzando una de sus posiciones máximas antes de ca. 800 años cal. A.P. y entre ca. 800 y 600 años cal. A.P. (Kuylenstierna *et al.*, 1996). El glaciar Ema (en el SO de la IGTDF) presentó un avance glacial hacia los 396 años cal. A.P. (Strelin *et al.*, 2001, 2008).

De acuerdo con las evidencias geomorfológicas obtenidas de los glaciares de circo en los Andes Fueguinos y según Menounos *et al.* (2013), se sugiere que la PEH fue el avance neoglacial más extendido en la IGTDF (Fig. VIII.3.b y c). Los registros de polen estudiados en el sur de la IGTDF (Mauquoy *et al.*, 2004; Borromei *et al.*, 2010; Chambers *et al.*, 2014) y la IDE (Ponce *et al.*, 2017), indican condiciones frías y de baja humedad efectiva, entre 600 y 50 años cal. A.P. interpretadas a partir del descenso en las frecuencias y concentraciones de polen arbóreo. La migración de los SWW hacia latitudes más bajas habría permitido que el Frente Polar ejerciera una gran influencia en el sur de la IGTDF, avanzando masas de aire seco y frío (Schneider *et al.*, 2003). En la IDE, un descenso en la intensidad de los SWW entre 1.000 y 300 años cal. A.P. fue inferido por Björck *et al.*, 2012. Además, McCulloch *et al.* (2020) registraron una reducción de la cubierta forestal y una disminución de la conservación del polen en la isla Navarino después de 1.000 años cal. A.P., reflejando condiciones frías y secas. En el testigo CZA18, las facies asociadas a los avances de la PEH podrían corresponder a aquellas ubicadas entre 14 y 08 cm, es decir, con una edad aproximada entre 700 y 400 años cal. A.P. Allí se describieron facies Ll y Lab, las cuales han sido interpretadas como depósitos correspondientes a momentos de avance glacial, elevada generación de harina de roca y congelamiento lagunar (Fig. VIII.4).

Durante los últimos 500 años cal. A.P., las frecuencias relativas del polen de *Nothofagus* han aumentado en las diferentes localidades estudiadas en el sur de la IGTDF (Coronato *et al.*, 2022). Esta recuperación del bosque coincide también con un ligero incremento de la intensidad del SWW registrado en la IDE (Björck *et al.*, 2012). Además, la cobertura de *Sphagnum* en las turberas de la costa norte del canal Beagle (turbera Harberton y turbera Moat) ha disminuido, y la diversidad de la vegetación (líquenes, hepáticas, arbustos de *Empetrum rubrum*) ha crecido entre los 200-100 años cal. A.P., sugiriendo condiciones superficiales más secas y de mayor temperatura post-PEH (Savoretti, 2018). La sección superior del registro sedimentario del testigo CZA18 (por

encima de 08 cm) presenta depositación de facies LAI y ALo las cuales se vinculan a alta escorrentía y estarían asociadas al retroceso glacial post-PEH (Fig. VIII.4).

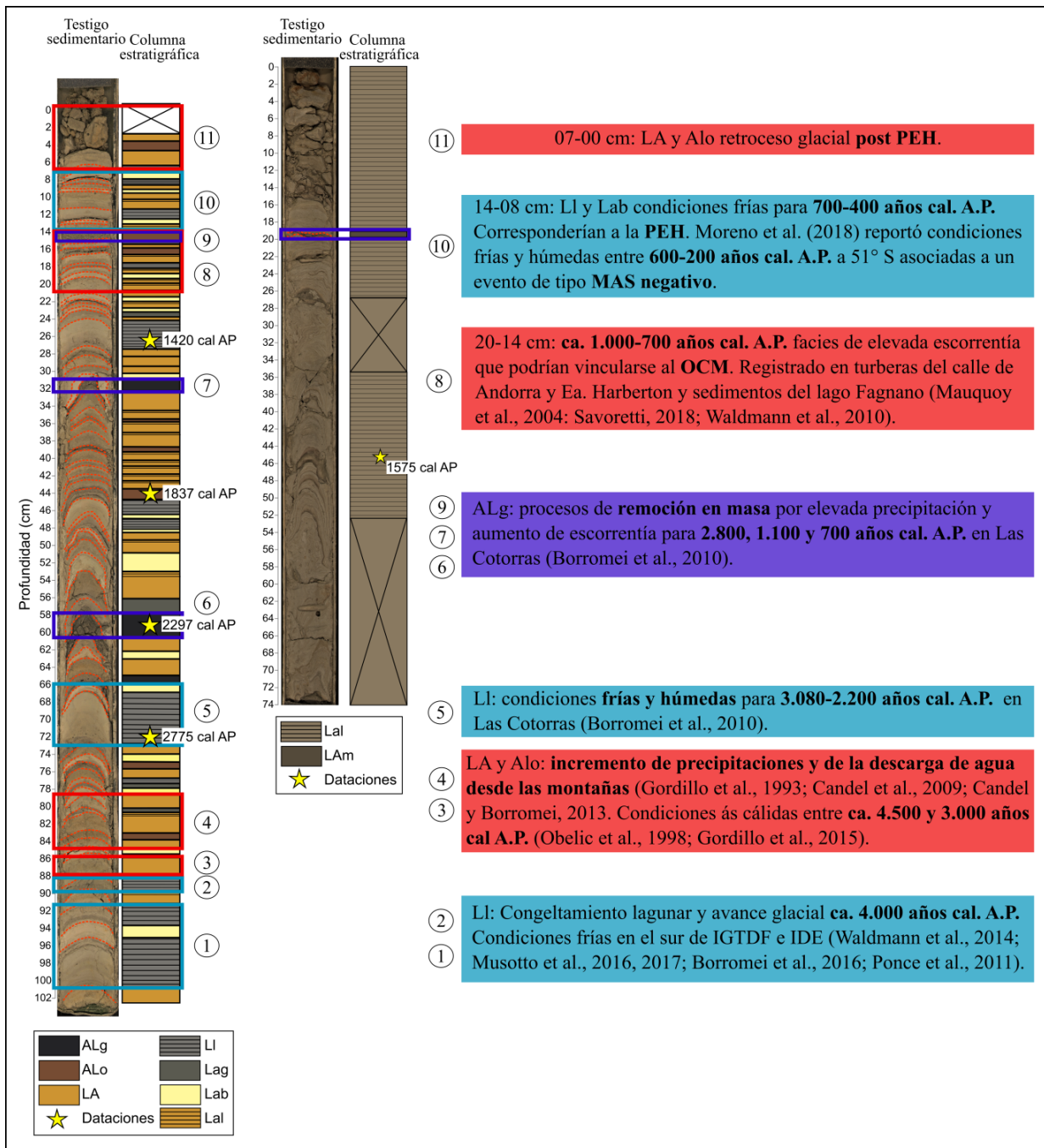
La presencia de morenas asignadas a la PEH (Strelin e Iturraspe, 2007; Strelin *et al.*, 2008; Maurer *et al.*, 2012; Menounos *et al.*, 2013; Ponce *et al.*, 2015; San Martín *et al.*, 2021b) en muchos circos y valles colgantes de los Andes Fueguinos, permite asignar una edad relativa pre y post PEH para 50 lagunas. De éstas, 15 se ubican inmediatamente aguas abajo de las morenas PEH, por lo cual podrían haberse formado con anterioridad a este evento, en algún momento durante el Holoceno. Por otro lado, la posición geomorfológica de 35 lagunas de circo indica que éstas se habrían formado durante el último siglo, al encontrarse aguas arriba de las morenas. De éstas, 17 se encuentran en contacto directo con glaciares actuales por lo cual se estima que han sido formadas durante las últimas décadas, asociadas al retroceso reciente de los glaciares fueguinos (Iturraspe, 2011; San Martín *et al.*, 2021a,b). Ejemplos de esto son las lagunas ID 81 en el circo de Ceniza y la laguna ID 86 en contacto con el glaciar Ojo del Albino. Del mismo modo, la generación de nuevos lagos y lagunas luego de la PEH también ha sido registrada en Patagonia (Masiokas *et al.*, 2009a,b; Meier *et al.*, 2018; Wilson *et al.*, 2018, entre otros).

El desarrollo de geoformas periglaciales en los sitios estudiados guarda relación con las condiciones ambientales y el avance glacial durante la PEH. El glaciar de roca morénico del sitio Ceniza tiene su origen a partir de la morena PEH, cuyo desarrollo se habría producido a partir de la deformación del hielo intersticial de la morena. Por otro lado, en el sitio Cinco Hermanos, la orientación y topografía circundante al circo, sumado a las condiciones climáticas imperantes, habrían favorecido el desarrollo de hielo intersticial en una ladera detrítica (o talus) conformada debido al constante aporte de detritos como consecuencia de la gelifracción y las características de la roca, lo que derivó en el desarrollo de un glaciar de roca de tipo talus. Un desarrollo similar ha sido descrito para un glaciar de roca ubicado en la vertiente NO del valle Alvear (54° 40' S, 68° 02' O) (Valcárcel-Díaz *et al.*, 2008). Debido a esta alta tasa de generación de gelifractos en las montañas de los Andes Fueguinos, algunos glaciares de roca identificados en diferentes circos pueden haber tenido su origen a partir del recubrimiento detrítico de glaciares de la PEH, los cuales posteriormente adquirieron las características de glaciar de roca (*sensu* Monnier y Kinnard, 2015), como ya ha sido observado en otros lugares del mundo (Kenner,

2018). Los pronival ramparts, ubicados actualmente ladera abajo de nichos de nivación con escasa cobertura nival o sin ella, se habrían desarrollado por la presencia de neveros relictos desarrollados bajo un clima más frío durante la PEH.

Desde el siglo XX se observa una tendencia al aumento de las temperaturas (Roig y Villalba, 2008) y disminución de las precipitaciones (San Martín *et al.*, 2021b), junto con el marcado retroceso de los glaciares de circo en el sector argentino de los Andes Fueguinos, particularmente en las últimas cinco décadas (Strelin e Iturraspe, 2007; Iturraspe *et al.*, 2009, San Martín *et al.* 2021b). Según Moreno *et al.* (2014, 2018), la situación actual del SWW en fase MAS positiva o de desplazamiento hacia latitudes polares se refleja en el aumento de las temperaturas, la reducción del tamaño de los glaciares, la desecación de los lagos y la formación de mantos de polvo y dunas en Tierra del Fuego, coincidiendo con el aumento de la temperatura y el colapso de las plataformas de hielo en la Península Antártica. Los glaciares de los sitios estudiados han mostrado un retroceso continuo a lo largo de los años de desarrollo de esta tesis. El retroceso del glaciar Chato desde la PEH fue estudiado en detalle, mostrando una aceleración a partir del año 1970 acompañada por el desarrollo de una particular asociación de geoformas proglaciales (San Martín *et al.*, 20021b). El interior de los valles colgantes y circos de los Andes Fueguinos actualmente se encuentra dominado por procesos fluviales, de remoción en masa y periglaciales, donde la cobertura vegetal (turberas, bosque y vegetación alpina) contribuye a la estabilización de estos procesos. El desarrollo de glaciares de roca permite inferir la existencia de permafrost, al menos esporádico. Los circos ocupados por glaciares en retroceso comprenden los ambientes más dinámicos de los sitios estudiados. Si las condiciones climáticas cálidas actuales persisten, su evolución se direcciona hacia la desaparición de los glaciares y de los procesos geomorfológicos relacionados a la dinámica glacial, con la consecuente transición a otros ambientes (tal como ha ocurrido en los sitios Turquesa y Cinco Hermanos).

*Evolución paleoambiental de los ambientes lacustres de los Andes Fueguinos desde el UMG hasta la actualidad*



**Figura VIII.4:** Interpretación y correlación del registro sedimentario del testigo CZA18 y los eventos reportados por diferentes autores desde el Holoceno medio hasta la actualidad. ALg: arena limosa gris; ALo: arena limosa ocre; LA: limo arenoso; LI: limo laminado; Lag: limo arcilloso gris; Lab: limo arcilloso blanco; Lal: limo arcilloso laminado; LAl: limo arenoso macizo.

# Conclusiones

En función del análisis morfométrico de lagos y lagunas de altura de los Andes Fueguinos, el mapeo geomorfológico de detalle de valles y circos de cinco lagunas, y el análisis sedimentológico y geoquímico elemental de dos testigos sedimentarios de fondo lacustre, se presentan las siguientes conclusiones:

- Se identificaron 346 lagos y lagunas de agua dulce emplazados en circos, valles glaciales principales y colgantes, cols y superficies de erosión glacial y laderas, y, de éstos, 335 fueron analizados cuantitativamente. Estos cuerpos de agua se emplazan con mayor recurrencia entre 800 y 700 m s. n. m. La mayor proporción se ubica en el piso de circos. El desarrollo areal, la orientación y la forma de estos cuerpos de agua son controlados por las geoformas en las que se emplazan. Presentan una superficie media de 0,057 km<sup>2</sup>. Los de mayores dimensiones, en general, se ubican en el piso de valles principales, en los cuales se desarrollaron los ejes de englazamiento mayores durante el UMG. Sus orientaciones dominantes son hacia el SE y NE, tal como ocurre con los circos y valles. La forma predominante es la circular, sin embargo, muchas lagunas de valles colgantes presentan formas elípticas o subcirculares, controladas por la extensión del piso de los valles y sus paredes empinadas. También se reconocen lagunas irregulares que están afectadas por la formación de abanicos deltaicos, conos de detritos y crecimiento de turberas sobre sus márgenes, y otras que reflejan la erosión diferencial del sustrato rocoso.

- El análisis morfométrico y geomorfológico de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos permitió asignar edades relativas a los cuerpos de agua situados en diferentes unidades geomorfológicas, sobre la base de los modelos de deglaciación, propuestos por diferentes autores, luego del UMG. De esta manera, se propone que las lagunas situadas en el fondo del valle Carbajal-Lasifashaj se habrían desarrollado durante el Tardiglacial a medida que el glaciar se retiraba hacia el oeste, siendo las primeras en formarse las lagunas ubicadas en las zonas de Punta Moat y Ea. Harberton (entre 19.000 y 15.000 años cal. A.P.) y, hacia fines del Tardiglacial, aquellas ubicadas en el sector más occidental (p. ej. laguna

Arcoiris). Las lagunas ubicadas en el piso de valles colgantes, cols y superficies de erosión glacial serían, en su mayoría, posteriores, posiblemente formadas hacia fines del Tardiglacial-Holoceno temprano. Las lagunas ubicadas en circos pueden haberse desarrollado a partir del Holoceno temprano, cuando la distribución y extensión de glaciares alcanzó una configuración similar a la actual. Debido a la escasez de registros geomorfológicos sobre los avances neoglaciales en Tierra del Fuego durante el Holoceno medio, por el momento, no es posible asignar a las lagunas edades relativas a estos eventos climáticos. Finalmente, a partir de la identificación de morenas PEH, se asignó a 15 y 35 lagunas edades relativas pre-PEH y post-PEH, respectivamente. Las lagunas post-PEH, ubicadas aguas arriba de estas morenas, se han originado durante el último siglo, siendo muchas posteriores a la década de 1970, a partir de la cual se registra una aceleración del retroceso glacial en los Andes Fueguinos.

- Existen agentes de control en los Andes Fueguinos que han condicionado al desarrollo de glaciares, a diferentes procesos geomorfológicos y a la configuración de determinadas características morfométricas. El relieve de los Andes Fueguinos, descendente topográficamente de O a E, genera la variación altitudinal, en el mismo sentido, de los pisos de circos y valles colgantes y, en consecuencia, de las lagunas de altura. Las características geológicas del sustrato, constituido por rocas metamórficas con estructuras geológicas con direcciones de rumbo principales ONO-ESE y NO-SE, la posición geográfica, en latitudes medias a altas, las condiciones climáticas de la región, controladas por el predominio de vientos húmedos del O y SO, y una mayor insolación en laderas con orientación norte, han intervenido en la disposición de las geoformas primarias (circos y valles), en las cuales se emplazan las lagunas, y que presentan orientaciones predominantes hacia el SE (orientación más favorable para el desarrollo de glaciares y cubetas de sobreexcavación glacial). A su vez, los arcos morénicos asignados a avances glaciares del Tardiglacial, Holoceno medio y tardío, se ubican principalmente en circos y valles orientados hacia el S y SE, demostrando que estas orientaciones reúnen las condiciones más adecuadas para el desarrollo de glaciares.

- El interior de los circos y valles de los Andes Fueguinos presentan geoformas de origen glacial, glaciafluvial, periglacial, fluvial y de remoción en masa que se han

desarrollado desde fines del UMG hasta la actualidad. La amplitud altitudinal y las orientaciones que presentan los circos y valles han ejercido un control en el desarrollo de geoformas en su interior, a medida que los glaciares retrocedieron. Durante el Tardiglacial los procesos dominantes fueron los de tipo proglacial y paraglacial, como consecuencia del ajuste geomorfológico post-UMG, los cuales fueron interrumpidos por avances glaciales durante el ACR y YD y, de esta manera, a partir de su retroceso, nuevamente dieron lugar a la generación de procesos proglaciales y paraglaciales (deslizamientos, flujos de detritos, conos de detritos, laderas detríticas, abanicos glacifluviales, deltas, llanuras de inundación y abanicos deltaicos, entre otros). Durante el Holoceno, la mayoría de los valles colgantes y algunos circos se encontraban libres de glaciares, por lo tanto, el ajuste geomorfológico se habría estabilizado, lo que derivó en el desarrollo de geoformas periglaciales, fluviales y de remoción en masa a lo largo de todo el período, afectadas por las variaciones de humedad y temperatura registradas en la región. En algunos de los sitios estudiados (p. ej. glaciar Chato) se han reconocido morenas vinculadas a avances neoglaciales del Holoceno medio. Estos avances habrían interrumpido el desarrollo de procesos geomorfológicos (p. ej. estabilización de laderas y procesos fluviales) en las cotas superiores de los valles colgantes. Del mismo modo, en numerosos circos y valles se han identificado morenas asignadas a la PEH (Holoceno tardío). En la actualidad, en los circos y valles colgantes dominan las geoformas de origen periglacial, fluvial y de remoción en masa, y en aquellos circos en los que aún existen glaciares en retroceso, o existieron recientemente, se pueden reconocer geoformas proglaciales.

- Los resultados obtenidos en esta tesis sobre la distribución de morenas en el valle del sitio Esmeralda, asignadas por otros autores a avances glaciarios del Tardiglacial (ca.  $14.930 \pm 1.590$  y  $14.570 \pm 1.500$  años cal. A.P.) y, en el valle del sitio Ceniza, asignadas por correlación a la misma edad, permiten reforzar el modelo de deglaciación propuesto para el cual indican que, hacia los 16.900 años cal. A.P., los glaciares de valles colgantes ya se habían desconectado del paleoglaciar del valle de Carbajal-Lasifashaj.

- Los avances neoglaciales del Holoceno medio se encuentran escasamente representados en los Andes Fueguinos. El sitio glaciar Chato presenta un arco morénico que, sobre la base de sus características sedimentológicas y geomorfológicas, puede

correlacionarse con avances registrados por otros autores en un circo de la Sa. de Vinciguerra, entre los 7.960 y 7.340 y 5.290 y 5.050 años cal. A.P.

- Los avances glaciales PEH fueron identificados en los sitios Esmeralda, Ceniza y glaciar Chato, mediante la presencia de morenas próximas a los frentes glaciales actuales, ubicadas en cotas entre 560 y 930 m s. n. m., con morfología fresca, forma no erosionada y sin cobertura vegetal, cuyas características son similares a morenas PEH reportadas en otros circos y valles de los Andes Fueguinos.

- Sobre la base de la asociación de las lagunas inventariadas vinculadas a morenas PEH, se infiere que las condiciones favorables para el desarrollo de glaciares y la generación de arcos morénicos durante este evento frío se habrían extendido hasta, al menos, 130 km al E del límite Argentina-Chile, sin embargo esta extensión podría ser mayor.

- Los testigos sedimentarios CZA18 y ESM17, presentan diferentes facies asociadas a distintos procesos sedimentarios y, por lo tanto, registran variaciones en la dinámica externa a los cuerpos de agua que permiten realizar inferencias paleoambientales y paleoclimáticas para los últimos 3.000 años cal. A.P. Se reconocen facies representativas de momentos de baja temperatura y avance glacial, y facies asociadas al congelamiento de la superficie lagunar, el cual ha sucedido de manera reiterativa durante diferentes periodos de tiempo e incluso, actualmente, ocurre durante cada invierno. Asimismo, se reconocen facies vinculadas a elevado escurrimiento superficial y, por tanto, a deshielo glacial.

- El testigo sedimentario CZA18 presenta facies vinculadas a procesos de remoción en masa que han ocurrido en las laderas circundantes a la laguna, donde se reconocen las geoformas y depósitos asociados. Estas facies se relacionan a distintos momentos, caracterizados por aumento de las precipitaciones, que habrían ocurrido durante los últimos 2.775 años cal. A.P., y que han intervenido en el desencadenamiento de procesos de remoción en masa.

- Los niveles interpretados como depósitos turbidíticos (p. ej. facies ALo y ALg del testigo CZA18) pueden tener un origen ligado a inundaciones, procesos de remoción en

masa, avalanchas de nieve y/o eventos sísmicos, los cuales tienen alta probabilidad de ocurrencia en la región y cuyos rasgos geomorfológicos se reconocen en el entorno. Las deformaciones observadas en el testigo ESM17 pueden atribuirse a un evento sísmico, como se ha observado en otros registros sedimentarios de la zona. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que se generen debido a defectos en la maniobra de muestreo.

- La disminución del espesor de las facies desde la base hacia el techo es indicativa de la reducción del tamaño del glaciar aportante y del aumento de la distancia entre su frente y la laguna. El desarrollo de la vegetación hacia cotas superiores también sería un factor de retención de sedimentos en las laderas.

- El registro sedimentológico de los testigos ESM17 y CZA18 es difícil de correlacionar, principalmente debido a diferencias en: a) la posición del punto de muestreo de ambos testigos, ya que, uno se obtuvo en el centro del cuerpo de agua y el otro próximo a un delta; b) la altura sobre el nivel del mar de las lagunas; c) los procesos y geoformas reconocidos en los márgenes de las lagunas y aguas arriba de éstas; y d) la cobertura vegetal de las laderas. Sobre la base de esto, se considera que testigos obtenidos de sectores lagunares proximales a la desembocadura del agua de deshielo presentan un mejor registro sedimentario que refleje las fluctuaciones glaciales y de esorrentía de la cuenca.

- El estudio de los registros sedimentarios muestran para los últimos 2.775 años cal. A.P., una sucesión de descensos y aumentos de la temperatura, así como variación de las precipitaciones que repercutieron en el desarrollo de glaciares en los Andes Fueguinos y, en consecuencia, en la depositación de diferentes facies sedimentarias en lagos y lagunas proglaciales. Durante el OCM, cuando la temperatura aumentó y se asemejó a la actual, o incluso fue mayor, se depositaron facies de fracciones gruesas que alcanzaban el tamaño arena, tal como se observa en las facies actuales. En contraparte, en momentos de baja temperatura, como ocurrió durante la PEH, las condiciones ambientales locales estuvieron dominadas por una elevada meteorización física y abrasión glacial, lo que condujo a una mayor depositación de harina de roca, representada por aumento en el ingreso de limo, arcilla y alto K/Ti. Estas fluctuaciones climáticas ocurridas durante el Holoceno tardío reflejadas en los sedimentos lacustres estudiados, responden principalmente a los eventos

de oscilación antártica y migración de los SWW, reportados por diferentes autores en distintos sitios del sur de Tierra del Fuego y la IDE.

- En la actualidad, por encima de la línea de bosque, los procesos periglaciales (gelireptación y geliflujión) son más intensos en las laderas con orientación hacia el cuadrante S, donde la reducida insolación permite el desarrollo de pronival *ramparts*, lóbulos de soliflujión y glaciares de roca activos. La generación de geoformas mayores, como los glaciares de roca, estaría vinculada con las condiciones climáticas más frías y los consecuentes avances glaciales ocurridos durante la PEH.

- El límite inferior de los glaciares de roca activos, observados en los sitios Cinco Hermanos y Ceniza, permite proponer para éstos una cota mínima para la ocurrencia de permafrost de tipo esporádico de 960 y 830 m s. n. m., respectivamente.

- El retroceso glacial acelerado registrado en el sitio glaciar Chato a partir de la década de 1970, permitió describir una particular asociación de geoformas proglaciales que incluye morenas hummocky, morenas anuales, eskers, lagunas kettles, flutes, conos sucios, planicie de till, roca aborregada y un abanico glaciafluvial. El ascenso de la temperatura en este período y la pendiente relativamente suave del circo serían los causales de su rápido retroceso. La ausencia de antecedentes a nivel mundial sobre el desarrollo de estas geoformas, asociadas al retroceso de glaciares de circo durante las últimas décadas, puede deberse a su inestabilidad y escasa preservación en el tiempo.

- En la actualidad las lagunas con presencia de glaciares en la cabecera de sus cuencas se ubican en el sector centro-occidental de los Andes Fueguinos. Esto se vincula a la persistencia de glaciares en ese sector, debido a la mayor altitud topográfica y a la mayor precipitación a causa del efecto de sombra pluviométrica.

- El retroceso acelerado de glaciares de circo de los Andes Fueguinos, observado durante las últimas décadas, sumado a la identificación de lagunas endicadas por morenas PEH, generan una elevada probabilidad de ocurrencia de eventos GLOFs en el área de estudio.

# Bibliografía

- Aharon, P. 1988. Oxygen, carbon, and U-series isotopes of aragonites from Vestfold Hills, Antarctica: clues to geochemical processes in subglacial environments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2321–2331. doi: 10.1016/0016-7037(88)90134-2
- Abascal, L., González Bonorino, G. 2015. Sedimentación coluvial e inestabilidad de laderas en los Andes de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica argentina* 72 (4):470–481.
- ANA: Autoridad Nacional del Agua. 2014. Inventario de lagunas glaciares del Peru. 44 p.
- Arche, A., Vilas, F. 2001. Sedimentos eólicos de grano fino en la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27: 159–173.
- Armesto J.J., Casassa I., Dollenz O. 1992. Age structure and dynamics of Patagonian beech forests in Torres del Paine National Park, Chile. *Vegetatio*, 98:13-22.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M. y Tribouvillard, N. 2005. 7200 Years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: A high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *Holocene*. 15 (2): 1–9.
- Arnaud F., Révillon S., Debret M., Revel M., Chapron E., Jacob J., Giguet-Covex C., Poulenard J., Magny M. 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quat. Sci. Rev.* 51: 81–92. doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.025
- Ashley, G.M. 1995. Glaciolacustrine environments. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, pp. 417–444.
- Ashley, G.M. 2002. Glaciolacustrine environments. En J. Menzies (Ed.), *Modern and Past Glacial Environments* (Número 1, pp. 335–359). Butterworth-Heinemann. <https://doi.org/10.1016/b978-075064226-2/50014-3>
- Asikainen, C.A., Francus, P., Brigham-Grette, J. 2007. Sedimentology, clay mineralogy and grain-size as indicators of 65 ka of climate change from El'gygytgyn Crater Lake, northeastern Siberia. *J. Paleolimnol.* 37, 105–122. <https://doi.org/10.1007/s10933-006-9026-5.7>
- Auer V. 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary problems of Southern South America. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, III. Geologica-Geographica* 100: 1–194.
- Baewert, H., Morche, D. 2014. Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol). *Geomorphology* 218, 88–97. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.021>.
- Balascio, N., Zhang, Z., Bradley, R., Perren, B., Dahl, S., Bakke, J. 2011. A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quat Res* 75:288–300. doi:10.1016/j.yqres.2010.08.012
- Ballantyne, C.K. 1995. Paraglacial debris-cone formation on recently deglaciated terrain, western Norway. *The Holocene*. 5, 1. 25–33.
- Ballantyne, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* 21 (18–19), 1935–2017. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(02\)00005-7](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(02)00005-7).

- Ballantyne, C.K. 2003. Paraglacial landystems. In: Evans, D.J.A. (Ed.), *Glacial Landystems*. Arnold, London, pp. 432–446.
- Ballantyne, C.K. 2018. *Periglacial Geomorphology*. Wiley-Blackwell. New Jersey. 467 p.
- Ballantyne, C.K., Benn, D.I. 1994. Paraglacial Slope Adjustment and Resedimentation following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway, *Arctic and Alpine Research* 26 (3), 255–269. <https://doi.org/10.2307/1551938>.
- Bannerjee, I., McDonald, B.C. 1975. Nature of esker sedimentation. In: Jopling, A.V., McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM Special Publication. 23: 132–154.
- Barr, I.D., Spagnolo, M. 2013. Palaeoglacial and palaeoclimatic conditions in the NW Pacific, as revealed by a morphometric analysis of cirques upon the Kamchatka Peninsula. *Geomorphology* 192: 15–29.
- Barr, I.D., Spagnolo, M. 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Science Reviews* 151: 48–78.
- Barsch, D. 1996. *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Springer Verlag, Berlin.
- Battarbee, R.W. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quat. Sci. Rev.*, 19:107–124.
- Baulig, H., 1956. Peneplaines et pediplaines. *Société Belgique Etudes Géographie* 25, 25–58.
- Beedle, M.J., Menounos, B., Luckman, B.H., Wheate, R. 2009. Annual push moraines as climate proxy. *Geophys. Res. Lett.* 36, L20501. <https://doi.org/10.21029/22009GL039533>.
- Bendle, J., Thorndycraft, V., Palmer, A. 2017. The glacial geomorphology of the Lago Buenos Aires and Lago Pueyrredón ice lobes of central Patagonia. *J. Maps* 13, 654–673. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1351908>.
- Benn, D.I. 1989. Controls on sedimentation in a Late Devensian ice-dammed lake, Achnasheen, Scotland. *Boreas* 18, 31–42.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, London, UK. 802 p.
- Bennet, M., Glasser, N. 1997. *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. John Wiley and Sons, 262 p.
- Benson, L.V., May, H.M., Antweiler, R.C., Brinton, T.I., Kashgarian, M., Smoot, J.P., Lund, S.P. 1998. Continuous lake-sediment records of glaciation in the Sierra Nevada between 52,600 and 12,500 14C yr B.P. *Quat. Res.* 50, 113–127. <https://doi.org/10.1006/qres.1998.1993>.
- Benzaquen, L., Blanco, D.E., Bo, R., Kandus, P., Lingua, G., Minotti, P., Quintana, R. (editores). 2017. *Regiones de Humedales de la Argentina*. Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Fundación Humedales/Wetlands International, Universidad Nacional de San Martín y Universidad de Buenos Aires. 337 p.
- Berger, A.L., Gulick, S.P.S., Spotila, J.A., Upton, P., Jaeger, J.M., Chapman, J.B., Worthington, L.A., Pavlis, T.L., Ridgway, K.D., Willems, B.A., McAleer, R.J. 2008. Quaternary tectonic response to intensified glacial erosion in an orogenic wedge. *Nature Geoscience* 1, 793–99.
- Bertrand, S., Lange, C.B., Pantoja, S., Hughen, K., Tornhout, E.V., Wellner, J.S. 2017. Postglacial fluctuations of Cordillera Darwin glaciers (southernmost Patagonia) reconstructed from Almirantazgo fjord sediments. *Quat. Sci. Rev.* 177: 265–275.

- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum Jr., R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C. 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 8*: 41–61.
- Birnie, R.V. 1977. A snow-bank push mechanism for the formation of some ‘annual’ moraine ridges. *J. Glaciol.* 78, 77–85.
- Biskaborn, B.K., Herzschuh, U., Bolshiyarov, D.Y., Schwamborn, G., Diekmann, B. 2013. Thermokarst processes and depositional events in a tundra lake, northeastern Siberia. *Permafrost. Periglac. Process.* 24, 160–174. <https://doi.org/10.1002/ppp.1769>.
- Biskaborn, B.K., Nazarova, L., Pestryakova, L.A., Syrykh, L., Funck, K., Meyer, H., Chaplignin, B., Vyse, S., Gorodnichev, R., Zakharov, E., Wang, R., Schwamborn, G., Bailey, H.L., Diekmann, B. 2019. Spatial distribution of environmental indicators in surface sediments of Lake Bolshoe Toko, Yakutia, Russia. *Biogeosciences* 16, 4023–4049. <https://doi.org/10.5194/bg-16-4023-2019>.
- Björck, S., Rundgren, M., Ljung, K., Unkel, I., Wallin, A. 2012. Multi-proxy analyses of a peat bog on Isla de los Estados, easternmost Tierra del Fuego: a unique record of the variable Southern Hemisphere Westerlies since the last deglaciation. *Quat. Sci. Rev.* 42, 1–14.
- Blaise, B. 1989. Clay-Mineral assemblages from late Quaternary deposits on Vancouver Island, Southwestern British Columbia, Canada. *Quaternary Research*, 31, 41–56
- Blair, T.C., McPherson, J.G. 1994. Alluvial fan and their natural distinction from rivers based in morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64:450–489.
- Bohoyo, F., Larter, R.D., Galindo-Zaldívar, J., Leat, P.T., Maldonado, A., Tate, A.J., Gowland, E.J.M., Arndt, J.E., Dorschel, B., Kim, Y.D., Hong, J.K., Flexas, M., López-Martínez, J., Maestro, A., Bermudez, O., Nitsche, F.O., Livermore, R.A., Riley, T.R. 2016. Bathymetry and Geological Setting of the Drake Passage BAS GEOMAP 2 Series, Sheet 7. Escala 1:1.500.000. British Antarctic Survey.
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales XIV, 188 p. Buenos Aires.
- Borrello, A.V. 1972. Cordillera Fueguina. En: A.F. Leanza (editor), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 740-753. Córdoba.
- Borromei, A.M. 1995. Análisis polínico de una turbera holocénica en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Chilena de Historia Natural* 68, 311–319.
- Borromei, A., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C. 2007. Late Pleistocene-Holocene environments in Valle Carbajal, Fuegian Andes valleys, southern South America. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 321–335.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Franzén, L.G., Ponce, J.F., López Sáez, J.A., Maidana, N., Rabassa, J., Candel, M.S. 2010. Multiproxy record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 286: 1–16.
- Borromei, A.M., Musotto, L.L., Coronato, A., Ponce, J.F., Pontevedra-Pmbal, X. 2016. Postglacial vegetation and climate changes inferred from a peat pollen record in the Río Pipo valley, southern Tierra del Fuego. En: M. Martínez y D. Olivera (Eds.), *Palinología del Meso-Cenozoico de Argentina - Volumen en homenaje a Mirta Elena Quattrocchio*. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina 16 (2): 168–183. doi: 10.5710/PEAPA.24.03.2016.91.

- Borromei, A.M., Candel, M.S., Musotto, L.L., Cusminsky, G., Martínez, M.A., Coviaga, C.A., Ponce, J.F., Coronato, A. 2018. Late Holocene wet/dry intervals from Fuegian steppe at Laguna Carmen, southern Argentina, based on a multiproxy record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 499: 56–71.
- Bouchard, F., Francus, P., Pienitz, R., Laurion, I. 2011. Sedimentology and geochemistry of thermokarst ponds in discontinuous permafrost, subarctic Quebec, Canada. *J. Geophys. Res.* 116.
- Boulton, G.S. 1976. The origin of glacially fluted surfaces — observations and theory. *J. Glaciol.* 17 (76), 287–309. <https://doi.org/10.1017/s0022143000013605>.
- Bown F., Rivera A., Zenteno P., Bravo C., Cawkwell F. 2014. First glacier inventory and recent glacier variation on Isla Grande de Tierra del Fuego and adjacent islands in Southern Chile. *Global Land Ice Measurements from Space*, Springer-Praxis, ISBN: 978-3540798170, 28: 661–674.
- Brancaleoni, L., Strelin, J., Gerdol, R. 2003. Relationships between geomorphology and vegetation patterns in subantarctic Andean tundra of Tierra del Fuego. *Polar Biol.* 26: 404–410. <http://dx.doi.org/10.1007/s00300-003-0499-7>
- Brignone, G. 2021. Paleolimnología del Canal de los Témpanos de Lago Argentino, Santa Cruz, Argentina. Tesis de grado, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 84 p., Córdoba.
- Brown, G.H., Tranter, M. & Sharp, M.J. (1994). Impact of post-mixing chemical reactions on the major ion chemistry of bulk meltwaters draining the Haut Glacier d’Arolla, Valais, Switzerland. En: *Advances in hydrological processes: Glacier hydrology and hydrochemistry* (M. Sharp, K.S. Richards & Tranter, M. Eds.), Wiley, London (England), 139-154.
- Bruhn, R.L. 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Geological Society of America Bulletin* 90, 998–1012.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., de Wit, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 32–46.
- Brynjólfsson, S., Ingólfsson, Ó., Schomacker, A. 2012. Surge fingerprinting of cirque glaciers at the Tröllaskagi peninsula, North Iceland. *Jökull* 62, 151–166.
- Buckel, J., Otto, J.C., Prasicek, G., Keuschnig, M. 2018. Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since the Little Ice Age. *Global and Planetary Change*. 164: 39–51.
- Bujalesky, G.G. 2011. The Flood of the Beagle Channel (11,000 YR B.P.), Tierra del Fuego. *Anales del Instituto de la Patagonia*. Punta Arenas 39, 5–21.
- Bujalesky, G.G., Heusser, C.J., Coronato, A.M., Roig, C.E., Rabassa, J.O. 1997. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation at Lago Fagnano, Andes of Tierra del Fuego, southernmost South America. *Quat. Sci. Rev.* 16, 767–778.
- Bujalesky, G.G., Coronato, A.M., Rabassa, J.O., Acevedo, R.D. 2008. El canal Beagle. Un ambiente esculpido por el hielo. En *SEGEMAR, “Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. Los geólogos nos cuentan”*. Ed. SCIGA. Anales 46. Buenos Aires, Argentina. 849–864 p.
- Burgos J. 1985. Clima del extremo austral de Sudamérica. En: *Transecta botánica de la Patagonia austral*. Ed Boelcke, Moore y Roig, CONICET, Buenos Aires.

- Camacho, H.H. 1948. Geología de la cuenca del lago Fagnano o Cami, Gobernación Marítima de Tierra del Fuego. Tesis Doctoral (n° 543). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 66 p. Buenos Aires. Inédito.
- Caminos, R., Haller, M.J., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R., Ramos, V.R. 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 759–786. San Luis.
- Candel, M.S., Borromei, A.M. 2013. Caracterización taxonómica y paleoecológica de la ingresión del Holoceno en el Canal Beagle (Tierra del Fuego) en base a las asociaciones de dinoquistes y otros palinomorfos acuáticos. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 16, 245–262.
- Candel, M. S., Borromei, A. M., Martínez, M. A., Gordillo, S., Quattrocchio, M., Rabassa, J. 2009. Middle-Late Holocene palynology and marine mollusks from Archipiélago Cormoranes area, Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 273, 111–122.
- Candel, M.S., Díaz, P.E., Borromei, A.M., Fernández, M., Montes, A., Santiago, F.C. 2020. Multiproxy analysis of a Lateglacial-Holocene sedimentary section in the Fuegian steppe (northern Tierra del Fuego, Argentina): Implications for coastal landscape evolution in relation to climatic variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 557, 109941. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109941>
- Cao, S.J. 2019. Estructura y estratigrafía del Jurásico Superior-Cretácico entre el Canal Beagle y el Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca 313 pp. Inédito.
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V. 2018. Structural and petrographic constraints on the stratigraphy of the Lapataia Formation, with implications for the tectonic evolution of the Fuegian Andes. *J. S. Am. Earth Sci.* 84, 223–241.
- Carrivick, J.L., Chase, S.E. 2011. Spatial and temporal variability in the net mass balance of glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geography and Geophysics* 54, 415–429.
- Carrivick, J.L., Tweed, F.S. 2013. Proglacial Lakes: Character, behaviour and geological importance. *Quat. Sci. Rev.* 78, 34–52. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.028>
- Carrivick, J.L., Tweed, F.S. 2016. A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods. *Glob. Planet. Chang.* 144, 1–16.
- Carrivick, J.L., Heckmann, T. 2017. Short-term geomorphological evolution of proglacial systems. *Geomorphology* 287, 3–28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.037>.
- Carrivick, J.L., Davies, B.J., James, W.H.M., Quincey, D.J., Glasser, N.F. 2016. Distributed ice thickness and glacier volume in southern South America. *Glob. Planet. Chang.* 146, 122–132.
- Catalan, J., Camarero, L., Felip, M., Pla, S., Ventura, M. Buchaca, T. Bartumeus, F. Mendoza, G. Miró, A. Casamayor, E., Medina-Sánchez, J. Bacardit, M. Altuna, M. Bartrons, M., Quijano, D. 2006. High mountain lakes: Extreme habitats and witnesses of environmental changes. *Limnetica*. 25. 551-584.

- Cave, J.A.S., Ballantyne, C.K. 2016. Catastrophic Rock-Slope Failures in NW Scotland: Quantitative Analysis and Implications. *Scottish Geographical Journal*, 132 (3–4), 185–209. <https://doi.org/10.1080/14702541.2016.1156148>.
- Chambers, F., Mauquoy, D., Brain, S., Blaauw, M., Daniel, J. 2007. Globally synchronous climate change 2800 years ago: proxy data from peat in South America. *Earth Planetary Science Letters* 253, 439–444.
- Chambers F.M., Brain S.A., Mauquoy D., McCarroll, J., Daley, T. 2014. The ‘Little Ice Age’ in the Southern Hemisphere in the context of the last 3000 years: Peat-based proxy-climate data from Tierra del Fuego. *The Holocene* 24: 1649–1656.
- Chandler, B.M.P., Lukas, S., Boston, C.M., Merritt, J.W. 2019. Glacial geomorphology of the Gaick, Central Grampians, Scotland. *Journal of Maps*, 15(2), 60–78. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1546235>
- Chandler, B.M.P., Chandler, S.J.P., Evans, D.J.A., Ewertowski, M.W., Lovell, H., Roberts, D.H., Schaefer, M., Tomczyk, A.M. 2020. Sub-annual moraine formation at an active temperate glacier *Earth Surf. Process. Landf.* Vol. 45, 1622–1643
- Charlet, F., De Batist, M., Chapron, E., Bertrand, S., Pino, M., Urrutia, R. 2008. Seismic stratigraphy of Lago Puyehue (Chilean Lake District): new views on its deglacial and Holocene evolution. *Journal of Paleolimnology* 39, 163–177.
- Chmiel, S., Bartoszewski, S., Gluza, A., Siwek, K. & Zagórski, P. 2007. Physicochemical characteristics of land waters in the Bellsund region (Spitsbergen). *Landform Analysis*, 5, 13–15
- Church, M., Ryder, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83 (10), 3059–3072. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3059:PSACOF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3059:PSACOF]2.0.CO;2).
- Church, M. y Gilbert, R. 1975. Proglacial fluvial and lacustrine sediments. In Jopling, A. V. and McDonald, B. C. (eds), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM, Special Publication 23, 22–100.
- Clapperton, C. 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*, Elsevier, Amsterdam. 796 p.
- Clapperton, C., Sudgen, D., Kaufman, D., McCulloch, R. 1995. The last glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Research* 44: 133–148.
- Clarke, B., Burbank, D. 2010. Bedrock fracturing, threshold hillslopes, and limits to the magnitude of bedrock landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 577–586. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.011>.
- Clayton, L. 1964. Karst topography on stagnant glaciers. *J. Glaciol.* 5 (37), 107–112. <https://doi.org/10.1017/s0022143000028628>.
- Clift, P.D., Wan, S., Blusztajn, J. 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25Ma in the northern South China Sea: a review of competing proxies. *Earth Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.002>.
- Cockburn, J.M.H., Lamoureux, S.F. 2008. Inflow and lake controls on short-term mass accumulation and sedimentary particle size in a High Arctic lake: implications for interpreting varved lacustrine sedimentary records. *J. Paleolimnol.* 40 (3), 923–942. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-008-9207-5>.
- Cohen, A.S. 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press: Oxford.

- Collado, L. 2007. La vegetación de Tierra del Fuego: de la estepa a la selva. Enciclopedia Patagonia Total, Editorial Barcelbaires.
- Colombo, F. 2010. Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. En: Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Ed: Textos Universitarios 46. 1290 p.
- Compagnucci, R.H. 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 229–249.
- Cook, S.J., Kougkoulos, I., Edwards, L.A., Dortch, J., Hoffmann, D. 2016. Glacier change and glacial lake outburst flood risk in the Bolivian Andes. *Cryosphere* 10, 2399–2413.
- Coronato, A. 1990. Definición y alcance de la Última Glaciación Pleistocena (Glaciación Moat) en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego. En: Congreso Geológico Argentino, No. 11, Actas 1: 286–289. San Juan.
- Coronato, A. 1993. La glaciación Moat (Pleistoceno Superior) en los valles Pipo y Cañadón del Toro, Andes Fueguinos. In Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas 6: 40-47. Mendoza.
- Coronato, A. 1995a. The last Pleistocene Glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel, Southernmost South America. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, pp. 173–182.
- Coronato, A. 1995b. Geomorfología glacial de valles de los Andes Fueguinos y condicionantes físicos para la instalación humana. Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras, U.B.A., 16 maps, 318p., inédito.
- Coronato, A. 1996. Desarrollo de circos en el sector sudoccidental de los Andes Fueguinos. In Congreso Geológico Argentino, No. 13, Actas 4: 347. Buenos Aires.
- Coronato, A., Roig, C. 1999. Peligro Geomorfológico en ambientes de génesis reciente. Valles Olivia y Tierra Mayor. 1er. Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 1, La Pampa, pp. 123–132.
- Coronato, A., Meglioli, A., Rabassa, J. 2004. Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, southernmost South America. *Developments in Quaternary Sciences* 2: 45–48.
- Coronato, A., Borrromei, A., Rabassa, J. 2007. Paleoclimas y Paleoescenarios en la Patagonia Austral y en Tierra del Fuego durante el Cuaternario. *Boletín Geográfico de la Universidad Nacional del Comahue. Número especial Jornadas sobre Calentamiento Global*: 18–28.
- Coronato, A., Seppälä, M., Ponce, J.F., Rabassa, J. 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology* 112 (1–2), 67–81. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.05.005>.
- Coronato, A., Mazzoni, E., Vázquez, M., Coronato, F. 2017. Patagonia: Una síntesis de su Geografía Física. Universidad Nacional de la Patagonia Austral, Rio Gallegos, Argentina 218 p.
- Coronato, A., Borrromei, A., Ponce, J.F., Candel, S., Musotto, L., Fernández, M., Laprida, C., Mehl, A., Montes, A., San Martín, C., Savoretti, A., Cusminsky, G., Gordillo, S., Orgeira, M.J., López, R., Alli, P., Quiroga, D. 2022 Holocene environmental changes in the Fuegian forest and steppe, Argentina. *Journal of South American Earth Science*.

- Corte, A.E. 1997. Geocriología. El Frío en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza, Fundar Editorial Gráfica, 398 pp. Mendoza.
- Costa, C. H., Smalley, R., Schwartz, D. P., Stenner, H. D., Ellis, M., Ahumada, E. A., Velasco, M. S. 2006. Paleoseismic observations of an onshore transform boundary: the Magallanes-Fagnano fault, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61:647–657.
- Coutard, J.P., Ozuf, J.C., Gabert, P. 1996. Modalités de la cryoreptation dans les Massifs du Chambeyron et de la Mortice, Haute Ubaye, Alpes Françaises du Sud. *Permafrost and Periglacial Processes*. 7: 25–51.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G. 2006. ITRAX: Description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society Special Publication*, 267, 51–63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04>
- Cunningham, W.D. 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. *Tectonics*, 12(1): 169–186.
- Cunningham, D.W., Dalziel, I.A.W., Tung-Yi, L., Lawver, L.A. 1995. Southernmost South America–Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research* 100 (B5): 8257–8266.
- Curry, A.M. 2000. Observations on the distribution of paraglacial reworking of glacial drift in western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 54, 139–147. <https://doi.org/10.1080/002919500448512>.
- Curry, A.M., Cleasby, V., Zukowskyj, P. 2006. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 21 (3), 211–225. <https://doi.org/10.1002/jqs.954>.
- Cuven, S., Francus, P., Lamoureux, S.F. 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian high Arctic. *J. Paleolimnol.* 44: 803–817. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9453-1>.
- Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, O., Nesje, A. 2003 Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: An evaluation of approaches and selection of sites. *Quat. Sci. Rev.* 22: 275–287.
- Dai, F.C., Lee, C.F. 2002. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* 42 (3–4), 213–228. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00087-3).
- Dalziel, I.W.D. 1989. Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica. Field Trip Guidebook T 180, 28th International Geological Congress, 206 pp.
- Dalziel, I.W.D. Palmer, K.F., 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. *Geological Society of America Bulletin* 90, 259–280.
- Dalziel, I.W.D., Brown, R.L. 1989. Tectonic denudation of the Darwin metamorphic core complex in the Andes of Tierra del Fuego, southernmost Chile: Implications for Cordilleran orogenesis. *Geology*, 17: 699–703.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.F., Palmer, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291–294.

- Das B.K., Haake B-G. 2003. Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India: implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting. *Geoscience Journal* 7: 299–312.
- Davis, J., Annan, A. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37: 531–551.
- Davies, S.J., Lamb, H.F., Roberts, S.J. 2015. Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments. En I. W. Croudace & R. G. Rothwell (Eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* (pp. 189–226). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5\\_7](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_7)
- De Giusto, J.M., Di Persia, C.A., E. Pezzi, E. 1980. Nesocratón del Deseado. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1389-1430. Córdoba.
- Dean W.E., Megard R.O. 1993. Environment of deposition of CaCO<sub>3</sub> in Elk Lake, Minnesota. En: Bradbury J.P., Dean WE (eds) *Elk Lake, Minnesota: evidence for rapid climate change in the North-Central United States*. Geological Society of America, Boulder, Special Paper 276: 97–113.
- Delaney, A.J., Sellmann, P.V., Arcone, S.A. 1992. Subbottom profiling: A comparison of short-pulse radar and acoustic data: 4th International Conference on Ground Penetrating Radar, Special Paper, 16, 149–157.
- Delgado, C.M. 2015. “Análisis de multi-indicadores del registro sedimentológico de la laguna Melincué, provincia de Santa Fe y su interpretación genética” Universidad Nacional de Cordoba. Inédito.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M. 2014. Environmental controls on alpine cirque size. *Geomorphology* 206: 318–329.
- Desloges, J.R. 1994. Varve deposition and sediment yield record at three small lakes of the southern Canadian Cordillera. *Arctic and Alpine Research* 26, 130–140.
- Desloges, J.R., Gilbert, R. 1998. Sedimentation in Chilko Lake: a record of the geomorphic environment of the eastern Coast Mountains of British Columbia, Canada. *Geomorphology* 25 (1), 75–91.
- Dickson, L.A. 1986. Bryophyte analysis. En: *Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology*. Berglund BE (Ed.). Wiley. Chichester. 627–643.
- Dirszowsky, R.W., Desloges, J.R. 1997. Glaciolacustrine sediments and neoglacial history of the Chephren Lake Basin, Banff National Park, Alberta. *Géographie Physique et Quaternaire* 51, 41–53.
- Dott, R.H. Jr., Winn, R.D. Jr., De Witt, M. J., Brhun, R.L. 1977. Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika Beds of Tierra del Fuego. *Nature*, 266: 620–623.
- Echeverría, M.E., Bamonte, F.P., Marcos, M.A., Sottile, G.D., Mancini, M.V. 2017. Palaeohydric balance variations in eastern Andean environments in southern Patagonia (48°–52.5° S): major trends and forcings during the last ca. 8000 cal yrs BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 246, 242–250.
- Elliot, T. 1986. Deltas. in H. G. Reading (ed.). *Sedimentary environments and facies*. Backwell Scientific Publications, Oxford.
- Embleton, C., King, C.A.M. 1975. *Glacial Geomorphology*. Edward Arnold, London 573 p. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.05.005>.

- Emmer, A., Merkl, S., Mergili, M. 2015. Spatiotemporal patterns of high-mountain lakes and related hazards in western Austria. *Geomorphology* 246, 602–616.
- Emmer, A., Klimes, J., Mergili, M., Vilimek, V., Cochachin, A. 2016. 882 lakes of the Cordillera Blanca: an inventory, classification, evolution and assessment of susceptibility to outburst floods. *Catena* 147, 269–279.
- Escobar, J., Restrepo, J.C., Martínez, J.I. 2005. La paleolimnología como herramienta para el estudio y manejo de embalses. *Gestión y Ambiente*, 8(2): 51–59.
- Evans, I.S. 1977. World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler* 59 (3–4): 151–175.
- Evans, I.S. 1994. Lithological and structural effects on forms of glacial erosion: cirques and lake basins. In: Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (Eds.), *Rock Weathering and Landform Evolution*. J. Wiley, Chichester, pp. 455–472.
- Evans, I.S. 2006. Local aspect asymmetry of mountain glaciation: a global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology* 73 (1–2): 166–184.
- Evans, D.J.A., Orton, C. 2015. Heinabergsjökull and Skalafellsjökull, Iceland: active temperate Piedmont lobe and outwash head glacial landsystem. *J. Maps* 11 (3), 415–431. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.919617>.
- Evans, D., Storrar, R., Rea, B. 2016. Crevasse-squeeze ridge corridors: diagnostic features of late-stage palaeo-ice stream activity. *Geomorphology*. 258. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.017>.
- Eyles, N., Kocsis, S. 1988. Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan. *Sediment. Geol.* 59 (1–2), 15–28. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90098-x](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90098-x).
- Favier-Dubois, C. 2007. Soil genesis related to medieval climatic 1185 fluctuations in southern Patagonia and Tierra del Fuego (Argentina): Chronological and paleoclimatic considerations. *Quaternary International*, 162–163, 158–165.
- Fernández M., Ponce J.F., Zangrando F.J., Borrromei, A.M., Musotto, L.L., Alunni, D., Vázquez, M. 2018. Relationships between terrestrial animal exploitation, marine huntergatherers and palaeoenvironmental conditions during the Middle-Late Holocene in the Beagle Channel region (Tierra del Fuego). *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.05.032>
- Fernández, M., Ponce, J.F., Ramon Mercu, J., Laprida, C., Maidana, N.I., Quiroga, D., Magneres, I., Coronato A.M.J. 2020. Paleolimnological response to climate variability during Late Glacial and Holocene times recorded in shallow lake Arturo, Fuegian steppe (Southern South America). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 550, 109737.
- Feuillet, T., Coquin, J., Mercier, D., Cossart, E., Decaulne, A., Jónsson, H.P., Sæmundsson, P. 2014. Focusing on the spatial non-stationarity of landslide predisposing factors in northern Iceland: Do paraglacial factors vary over space? *Progress in Physical Geography* 38 (3), 354–377. <https://doi.org/10.1177/0309133314528944>.
- Fitzsimons, S., Howarth, J. 2018. *Glaciolacustrine Processes*. En *Past Glacial Environments: Second Edition*. Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100524-8.00009-9>
- Flantua, S.G.A., Hooghiemstra, H., Vuille, M., Behling, H., Carson, J.F., Gosling, W.D., Hoyos, I., Ledru, M.P., Montoya, E., Mayle, F., Maldonado, A., Rull, V., Tonello, M.S., Whitney, B.S., González-Arango, C. 2016. Climate variability and human

- impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records: *Clim. Past*, 12 (2) 483-523.
- Flint, R.F. 1957. *Glacial and Pleistocene geology*. John Wiley and Sons: 5 p. New York.
- Flores, M.A., Malumián, N. Masiuk, V., Riggi, J.C. 1973. Estratigrafía Cretácico del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4): 407–437.
- Forsythe, R. 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 671–682.
- Foster, D., Brocklehurst, S.H., Gawthorpe, R.L. 2008. Small valley glaciers and the effectiveness of the glacial buzzsaw in the northern Basin and Range, USA. *Geomorphology* 102: 624–639.
- Francus, P., Bradley, R.S., Lewis, T., Abbott, M., Retelle, M., Stoner, J.S. 2008. Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation. *Journal of Paleolimnology*, 40 (3), 963–985. <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9210-x>
- Frangi J.L., Barrera M.D., Puig de Fábregas J., Yapura P.F., Arambarri A.M., Richter L. 2004. Ecología de los bosques de Tierra del Fuego. En: Arturi, M.F., Frangi, J.L., Goya, J.F. (eds) *Ecología y manejo de bosques nativos de Argentina*. Presentación multimedia en CD, Editorial Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina.
- French H.M. 2007. *The Periglacial Environment*. John Wiley V.C.H., Chichester: 478 p.
- French, H., Harbor, J. 2013. The development and history of glacial and periglacial geomorphology. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, pp. 1–18.
- Fuentes-Pérez, J.F., Navarro Hevia, J., Ruiz Legazpi, J., García-Vega, A. 2015. Inventario y caracterización morfológica de lagos y lagunas de alta montaña en las provincias de Palencia y León (España). *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña*. 170. doi: <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170006>
- Furque, G. 1966. Algunos aspectos de la Geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (1): 61-66.
- Galeazzi, J.S. 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 82 (4): 596–636.
- Garleff, K. 1977. Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 68: 1–150.
- Gärtner-Roer, I., Bast, A. 2019. (Ground) ice in the proglacial zone. In: Heckmann, T., Morche, D. (Eds.), *Geomorphology of Proglacial Systems. Geography of the Physical Environment*. Springer, Cham [https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_6).
- Geophysical Survey Systems, Inc. 2004. *TerraSIRch SIR System 3000: user's manuals*. pp. 85, New Hampshire. North Salem.
- Ghiglione, M.C. 2017. El origen de los valles transversales de Patagonia y su relación con el levantamiento de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (1): 102–108.

- Ghiglione, M.C., Ramos, V.A. 2005. Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. *Tectonophysics* 405: 25–46 pp.
- Ghiglione, M.C., Navarrete-Rodríguez, A.T., González-Guillot, M., Bujalesky, G. 2012. The opening of the Magellan Strait and its geodynamic implications. *Terra Nova*, 25 (1): 13–20.
- Gilbert, R., Desloges, J.R. 2005. The record of glacial Lake Champagne in Kusawa Lake, southwestern Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 2127–2140.
- Gilbert, R., Crookshanks, S. 2009. Sediment waves in a modern high-energy glaciallacustrine environment. *Sedimentology* 56: 645–659.
- Glasser, N.F., Jansson, K. 2008. The glacial map of southern South America. *Journal of Maps*, 4(1), 175–196. <https://doi.org/10.4113/jom.2008.1020>
- Gonzales, J., Aydin, A. 2008. The origin of oriented lakes in the Andean foreland, Parque Nacional Torres del Paine (Chilean Patagonia). *Geomorphology* 97, 502–15.
- González Guillot, M., Urraza, I., Acevedo, R., Escayola, M. 2016. Magmatismo básico jurásico-cretácico en los Andes Fueguinos y su vinculación con la cuenca marginal Rocas Verdes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 73:1–22.
- González Guillot, M. 2017. Evidencias de emplazamiento simultáneo de facies básicas y ácidas del magmatismo jurásico de los Andes Fueguinos. XX Congreso Geológico Argentino. San Miguel de Tucumán.
- Goodsell, B., Hambrey, M.J., Glasser, N.F. 2005. Debris transport in a temperate valley glacier: Haut Glacier d’Arolla, Valais, Switzerland. *J. Glaciol.* 51 (172), 139–146. <https://doi.org/10.3189/172756505781829647>.
- Gordillo, S., Coronato, A., Rabassa, J. 1993. Late Quaternary evolution of subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. *Quat. Sci. Rev.* 12, 889–897.
- Gordillo, S., Brey, T., Beyer, K., Lomovasky, B. 2015. Climatic and environmental changes during the middle to late Holocene in southern South America: A sclerochronological approach using the bivalve *Retrotapes exalbidus* (Dillwyn) from the Beagle Channel. *Quaternary International*, 377, 83–90.
- Gordon, J.E. 1977. Morphometry of cirques in the Kintail-Affric-Cannich area of northwest Scotland. *Geografiska Annaler* 59 (3-4): 177-194.
- Gordon, J.E. 1981. Ice-scoured topography and its relationships to bedrock structure and ice movement in parts of northern Scotland and west Greenland. *Geografiska Annaler* 63A, 55–65.
- Gordon, J.E., Whalley, W.B., Gellatly, A.F., Vere, D.M. 1992. The formation of glacial flutes: assessment of models with evidence from Lyngsdalen, North Norway. *Quat. Sci. Rev.* 11 (7–8), 709–731. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(92\)90079-N](https://doi.org/10.1016/0277-3791(92)90079-N).
- Graf, W.L. 1976. Cirques as glacier locations. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 8, 79–90.
- Gutierrez Elorza, M. 2008. *Geomorfología*. Prentice Hall. Madrid, España. 920 pp.
- Haerberli, W., Alean, J.C., Müller, P., Funk, M. 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.* 13, 96–102.
- Haerberli, W., Käab, A., Hoelzle, M., Boesch, H., Funk, M., VonderMuehll, D., Keller, F. 1999. *Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge*. Final Report NFP 31, v/d/Hochschulverlag ETH Zurich.
- Haerberli, W., Paul, F., Zemp, M. 2013. Vanishing glaciers in the European Alps. *Pontific. Acad. Sci., Scr. Varia(c)* 1–9.

- Haerberli, W., Linsbauer, A., Cochachin, A., Salazar, C., Fischer, U.H. 2016a. On the morphological characteristics of overdeepenings in high-mountain glacier beds. *Earth Surf. Process. Landf.* 41, 1980–1990. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3966>.
- Haerberli, W., Buetler, M., Huggel, C., Friedli, T.L., Schaub, Y., Scleiss, A.J. 2016b. New lakes in deglaciating high-mountain regions – opportunities and risks. *Clim. Chang.* 1–14. doi: 10.1007/s10584-016-1771-5
- Haberzettl, T., Fey, M., Lücke, A., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Wille, M., Zolitschka, B. 2005. Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology* 33, 283–302.
- Håkanson, L. 1981. A manual on lake morphometry. Springer Verlag, Berlín. 78 pp.
- Hall, B., Porter, C., Denton, G., Lowell, T., Bromley, G. 2013. Extensive recession of Cordillera Darwin glaciers in southernmost South America during Heinrich Stadial 1. *Quat. Sci. Rev.* 62: 49–55.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J. 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12 (1), 213–235.
- Hanson, B.E., Wilson, T.J. 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. *Geological Society of America. Special paper*, 265: 13–27.
- Heckmann, T., Morche, D. 2019. *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciating Alpine Landscapes*. Springer <https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4>.
- Heckmann, T., Haas, F., Morche, D., Schmidt, K.H., Rohn, J., Moser, M., Leopold, M., Kuhn, M., Briese, C., Pfeifer, N., Becht, M. 2012. Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. *IAHS-AISH Publication*, pp. 438–447.
- Hedding, D.W. 2016. Pronival ramparts: A review. *Progress in Physical Geography.* 40(6) 835–855. doi: 10.1177/0309133316678148
- Heidemann, M., Menounos, B., Clague, J.J. 2015. An 825-year long varve record from Lillooet Lake, British Columbia, and its potential as a flood proxy. *Quat. Sci. Rev.* 126: 158–174.
- Hervé, F., Nelson, E., Kawashita, K. y Suárez, M. 1981. New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 55: 257–265.
- Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V. 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta* 6, 43–53.
- Heusser, C.J. 1989. Late Quaternary vegetation and climate of Southern Tierra del Fuego. *Quaternary Research* 31, 396–406.
- Heusser, C. 1998. Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55° S), Argentine Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, 277–301.
- Heusser, C.J. 2003. Ice Age Southern Andes. En *A chronicle of paleoecological events*, editado por J. Rose, pp. 5–10. *Developments in Quaternary Science* 3, Elsevier, Amsterdam.

- Hewitt, K. 1967. Ice-front deposition and the seasonal effect: a Himalayan example. *Trans. Inst. Br. Geogr.* 42, 93–106.
- Hewitt, K. 2009. Rock avalanches that travel onto glaciers and related developments Karakoram Himalaya Asia. *Geomorphology* 103, 66-79. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.017>.
- Hewitt, K., Clague, J.J., Orwin, J.F. 2008. Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews* 87, 1-38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.10.002>.
- Heymann C., Nelle O., Dorfler W., Zagana H., Nowaczyk N., Unkel I. 2013. Late Glacial to mid-Holocene palaeoclimate development of the Eastern Mediterranean region inferred from the sediment sequence of Lake Stymphalia (NE Peloponnese, Greece). *Quaternary International*. 302: 42–60.
- Hicks, D.M., McSaveney, M.J., Chinn, T.J.H. 1990. Sedimentation in Proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arctic and Alpine Research* 22, 26-42.
- Hiemstra, J.F., Matthews, J.A., Evans, D.J.A., Owen, G. 2015. Sediment fingerprinting and the mode of formation of singular and composite annual moraine ridges at two glacier margins, Jotunheimen, southern Norway. *Holocene* 25, 1772–1785.
- Hogg A.G., Heaton T.J., Hua Q., Palmer J.G., Turney C.S.M., Southon J., Bayliss A., Blackwe Boswijk G., Bronk Ramsey C., Pearson C., Petchey F., Reimer P., Reimer R., Wacker L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0-55,000 years cal BP. *Radiocarbon* 62. doi: 10.1017/RDC.2020.59
- Hubbard, T.D., Reid, J.R. 2006. Analysis of flute forming conditions using ice sheet reconstructions and field techniques. *Geomorphology* 74 (1–4), 137–151. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.013>.
- Hutchinson, G.E. 1957. A treatise on limnology. Vol I. Geography, physics and chemistry. New York: John Wiley & Sons inc.
- IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares. 2018. Informe de las cuencas del río Grande, lago Fagnano y Canal Beagle. IANIGLA-CONICET, Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. 56 p.
- Iturraspe, R. 2010. Las turberas de Tierra del Fuego y el cambio climático global. Fundación Humedales / Wetlands International. Buenos Aires, Argentina. 34 p.
- Iturraspe, R.J. 2011. Glaciares de Tierra del Fuego. Ed. Dunken. Buenos Aires: 182 pp
- Iturraspe, R., Urciuolo, A. 2000. Clasificación y Caracterización de las Cuencas Hídricas de Tierra del Fuego. Anales del XVIII Congreso Nacional del Agua, Santiago del Estero, Argentina.
- Iturraspe, R., Urciuolo, A., Guerrero Borges, V., Gaviño Novillo, M., Collado, L., Sarandón, R., Burns, S. 2007. Evidence-based Policy for Integrated Control of Forested River Catchments in Extreme rainfall and Snowmelt.
- Iturraspe, R., Urciuolo, A., Strelin, J., Iturraspe, R., Camargo, S., Pacheco, J., 2009. El retroceso del Glaciar Vinciguerra como respuesta al cambio climático en los Andes de Tierra del Fuego, Argentina. Glaciares, nieves y hielos de América Latina. Cambio climático y amenazas. López Arena y Ramírez Cadena (Comp.). Ingeominas, pp. 61–76.
- Iturrizaga, L. 2008. Paraglacial landform assemblages in the Hindukush and Karakoram Mountains. *Geomorphology* 95 (1-2), 27–47. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.07.030>.

- Isla, F., Bujalesky, G., Coronato, A. 1999. Procesos estuarinos en el canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(4): 307-318.
- Izagirre, E., Darvill, C.M., Rada, C., Aravena, J.C. 2018. Glacial geomorphology of the Marinelli and Pigafetta glaciers, Cordillera Darwin Icefield, southernmost Chile. *Journal of Maps*, 14 (2): 269–281. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1462264>
- Jakob, M. 1992. Active rock glaciers and the lower limit of discontinuous permafrost, Khumbu Himalaya, Nepal. *Permafrost and Periglacial Processes*. 3: 253–256.
- Jarman, D. 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterization, causes and spatial distribution. *Engineering Geology* 83, 161–182. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.030>.
- Jin, Z., Wang, S., Shen, J., Zhang, E., Li, F., Ji, L., Lu, X. 2001. Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: a high resolution proxy of past climate. *Earth Surface Processes and Landforms*. 26: 775–782. doi: 10.1002/esp.224
- Jin Z.D., Li F.C., Cao J.J., Wang, S., Yu, J. 2006. Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: implications for provenance, sedimentary sorting, and catchment weathering. *Geomorphology* 80: 147–163.
- Johansson, M., Migon, P., Olvmo, M. 2001a. Development of joint-controlled rock basins in Bohus granite, SW Sweden. *Geomorphology* 40: 145–61.
- Johansson, M., Olvmo, M., Lidmar-Bergstrom, K. 2001b. Inherited landforms and glacial impact of different palaeosurfaces in southwest Sweden. *Geografiska Annaler* 83A, 67–89.
- Johnsen, T.F., Brennand, T.A. 2006. The environment in and around ice-dammed lakes in the moderately high relief setting of the southern Canadian Cordillera. *Boreas* 35, 106–125.
- Kalugin, I., Daryin, A., Smolyaninova, L., Andreev, A., Diekmann, B., Khlystov, O. 2007. 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments. *Quat. Res.* 67: 400–410. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.007>.
- Kaplan, M.R., Schaefer, J.M., Strelin, J.A., Denton, G.H., Anderson, 1286 R.F., Vandergoes, M.J., Finkel, R.C., Schwartz, R., Travis, S.G., Garcia, J.L., Martini, M.A., Nielsen, S.H.H. 2016. Patagonian and southern South Atlantic view of Holocene climate. *Quat. Sci. Rev.* 141:112–125.
- Karlén, W. 1976. Lacustrine sediments and tree-limit variation as indicator of Holocene climatic fluctuation in Lappland, northern Sweden. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 58: 1–34.
- Karlén, W. 1981. Lacustrine sediment studies. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* 63: 273–281. <https://doi.org/10.1080/04353676.1981.11880042>
- Kelts, K. 1988. Environments of deposition of lacustrine source rocks: an introduction. In: A.J. Fleet; K. Kelts; M.R. Talbot(Eds.), *Lacustrine petroleum source rocks* . Geological Society Special Publication. 40: 3–26.
- Kemmis, T.L. 1989. Importance of the vegetation process to certain properties of basal tills deposited by the Laurentide ice sheet in Iowa and Illinois, USA. *Annals of Glaciology*, 2: 147–152.
- Kenner, R. 2018. Geomorphological analysis on the interaction of Alpine glaciers and rock glaciers since the Little Ice Age. *Land Degradation and Development*. 30 (5): 580–591. <https://doi.org/10.1002/ldr.3238>.

- Kilian, R., Lamy, F. 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49-55 ° S). *Quat. Sci. Rev.* 53: 1–23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.017>
- Klepeis, K.A. 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13 (4): 882–904.
- Klepeis K.A., Austin, J.A. 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. *Tectonics*, 16 (5): 755–776.
- Klepeis, K.A., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C., Thomson, S. 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29, TC3014. doi:10.1029/2009tc002610.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison M.T., Dalziel, I.W.D. 1995. 40Ar/39Ar Geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 251–270.
- Koinig K.A., Shotyk W., Lotter A.F., Ohlendorf, C., Sturm, M. 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake: the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30: 307–320.
- Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4 (2): 1–231. Helsinki.
- Kuylentierna, J., Rosqvist, G., Holmlund, P. 1996. Late-Holocene glacier variations in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *The Holocene* 6: 353–358.
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D. 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *J. Quat. Sci.* 26 (1): 109–117.
- LaBrecque, T., Kaufman, D. 2016. Holocene glacier fluctuations inferred from lacustrine sediment, Emerald Lake, Kenai Peninsula, Alaska. *Quaternary Research*, 85 (1), 34–43. doi:10.1016/j.yqres.2015.11.004
- Lacelle, D. 2007. Environmental setting, (micro)morphologies and stable C<sup>18</sup>O isotope composition of cold-climate carbonate precipitates — a review and evaluation of their potential as paleoclimatic proxies. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1670–1689. doi: 10.1016/j.quascirev.2007.03.011
- Lachhab, A., Booterbaugh, A., Beren, M. 2015. Bathymetry and Sediment Accumulation of Walker Lake, PA Using Two GPR Antennas in a New Integrated Method. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*. 20. 245–255. 10.2113/JEEG20.3.245.
- Lamb, H.H. 1965. The Early Medieval Warm Epoch and its Sequel, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1: 13–37.
- Lambiel, C., Reynaud, E. 2001. Regional modeling of present, past and future distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*. 55: 219–223.
- Lamoureux, S.F., Gilbert, R., Lewis, T. 2002. Lacustrine Sedimentary Environments in High Arctic Proglacial Bear Lake, Devon Island, Nunavut, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34 (2): 130–141. <https://doi.org/10.1080/15230430.2002.12003477>

- Larsen, D.J., Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Thordarson, T. 2011. A 3000-year varved record of glacier activity and climate change from the proglacial lake Hvítárvatn, Iceland. *Quat. Sci. Rev.* 30, 2715-2731.
- Last, W.M., Smol, J.P. 2001. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques (Vol. 1, p. 573).
- Last, W.M., Smol, J.P. 2002. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Volume 2: Physical and Geochemical Methods (W. M. Last & J. P. Smol (eds.)). Kluwer Academic Publishers.
- Lauterbach, S., Brauer, A., Andersen, N., Danielopol, D.L., Dulski, P., Hüls, M., Milecka, K., Namiotoko, T., Obremaska, M., Von Grafenstein, U. 2011. Environmental responses to Lateglacial climatic fluctuations recorded in the sediments of pre-Alpine Lake Mondsee (northeastern Alps). *Journal of Quaternary Science.* 26 (3): 253–267.
- Lawler, D.M. 1988. Environmental limits of needle ice: a global survey. *Arctic and Alpine Research.* 20: 137–159.
- Leeman, A., Niessen, F. 1994a. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *Holocene* 4: 259–268.
- Leemann, A., Niessen F. 1994b. Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: Calibrating annually-laminated sediments against hydrological and meteorological data. *The Holocene* 4: 1–8.
- Leggat, M.S., Owens, P.N., Stott, T.A., Forrester, B.J., Déry, S.J., Menounos, B. 2015. Hydrometeorological drivers and sources of suspended sediment flux in the proglacial zone of the retreating Castle Creek Glacier, Cariboo Mountains, British Columbia, Canada. *Earth Surf. Process. Landf.* 40 (11): 1542–1559. <https://doi.org/10.1002/esp.3755>.
- Lenz, J., Jones, B.M., Wetterich, S., Tjallingii, R., Fritz, M., Arp, C.D., Rudaya, N., Grosse, G., 2016. Impacts of Shore Expansion and Catchment Characteristics on Lacustrine Thermokarst Records in Permafrost Lowlands, Alaska Arctic Coastal Plain. <https://doi.org/10.1007/s41063-016-0025-0>. *Arktos* 2.
- Leonard, E.M. 1997. The relationship between glacial activity and sediment production: Evidence from a 4450-year varve record of neoglacial sedimentation in Hector Lake, Alberta, Canada. *Journal of Paleolimnology* 17: 319–330.
- Leonard, E.M., Reasoner, M.A. 1999. A continuous Holocene glacial record inferred from proglacial lake sediments in Banff National Park, Alberta, Canada. *Quaternary Research* 51, 1-13.
- Liermann, S., Beylich, A.A., van Welden, A. 2012. Contemporary suspended sediment transfer and accumulation processes in the small proglacial Sætrevatnet sub-catchment, Bødalen, western Norway. *Geomorphology* 167: 91–101.
- Lilleroen, K.S., Etzelmüller, B. 2011. A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in Norway. *Geografiska Annaler.* 93A: 175–191.
- Lin, Y.T., Schuettpeitz, C.C., Wu, C.H., Fratta, D. 2009. A combined acoustic and electromagnetic wave-based techniques for bathymetry and subbottom profiling in shallow waters: *Journal of Applied Geophysics*, 68: 203–218.
- Lindgren, D., Håkanson, L. 2011. Morphometric classification and GIS-based data analysis in coastal modeling and management. *Open Environmental Sciences*, 5: 1–17.

- Livingstone, D.A. 1955. A Lightweight Piston Sampler for Lake Deposits. *Ecology*, 36(1), 137–139. doi:10.2307/1931439
- Ljung, K., Ponce, J.F. 2006, “Periglacial features on Isla de los Estados, Tierra del Fuego, Argentina.” III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Acta de Trabajos I: pp. 85-90. Córdoba, Argentina, 10-13 de octubre de 2006.
- Lodolo, E.M. Menichetti, Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., Lippai, H. 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics*, 22 (6), 1076. doi:10.1029/2003TC001500.
- Loriaux, T., Casassa, G. 2013. Evolution of glacial lakes from the Northern Patagonia Icefield and terrestrial water storage in a sea-level rise context. *Glob. Planet. Chang.* 102: 33–40.
- Loso, M.G., Anderson, R.S., Anderson, S.P. 2004. Post-Little Ice Age record of coarse and fine clastic sedimentation in an Alaskan proglacial lake. *Geology* 32, 1065–1068.
- Luckman, B.H. 2017. Glacier landscapes in the Canadian Rockies. In: Slaymaker, O. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Western Canada*. Springer, Cham, pp. 241–255.
- Lukas, S. 2012. Processes of annual moraine formation at a temperate alpine valley glacier: insights into glacier dynamics and climatic controls. *Boreas* 41 (3), 463–480. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00241.x>.
- Lüning, S., Gałka, M., Bamonte, F.P., Rodríguez, F.G., Vahrenholt, F. 2019a. The Medieval climate anomaly in South America. *Quat. Int.* 508: 70–87.
- Lüning, S., Gałka, M., Vahrenholt, F. 2019b. The Medieval Climate Anomaly in Antarctica. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109251>
- Mao, L., Dell’Agnese, A., Huincache, C., Penna, D., Engel, M., Niedrist, G., Comiti, F. 2014. Bedload hysteresis in a glacier-fed mountain river. *Earth Surf. Process. Landf.* 39 (7), 964–976. <https://doi.org/10.1002/esp.3563>.
- Marren, P.M. 2005. Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth-Sci. Rev.* 70 (3–4), 203–251. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.12.002>.
- Marshall, M.H., Lamb, H.F., Huws, D., Davies, S.J., Bates, R., Bloemendal, J., Boyle, J., Leng, M.J., Umer, M., Bryant, C. 2011. Late Pleistocene and Holocene drought events at lake tana, the source of the blue Nile. *Global Planet. Change* 78, 147–161. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.06.004>.
- Martini, I.P., Brookfield, M.E. 1995. Sequence analysis of upper Pleistocene (Wisconsinan) glaciolacustrine deposits of the north-shore bluffs of Lake Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Research* B65, 388–400.
- Martini, I.P., Brookfield, M.E., Sadura, S. 2001. *Principles of Glacial Geomorphology and Geology*. Prentice Hall, New Jersey 381 p.
- Martinic, M. 2008. Registro histórico de antecedentes volcánicos y sísmicos en la Patagonia Austral y la Tierra del Fuego. *Magallania*. 36 (2): 5–18.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B., Medina, F.A., Palamarczuk, S.C. 2013. Cretaceous stratigraphy of Sierra de Beauvoir, Fuegian Andes (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70, 70-95.
- Masiokas, M.H., Rivera, A., Espizúa, L.E., Villalba, R., Delgado, S., Aravena, J.C. 2009a. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 281 (3-4), 242–268. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.08.006>

- Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Delgado, S., Skvarca, P., Ripalta, A. 2009b. Little Ice Age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto areas, south Patagonian Andes, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281 (3-4), 351–362. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.031>
- Masiokas, M.H., Rabatel, A., Rivera, A., Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J.L., Barcaza, G., Soruco, A., Bown, F., Berthier, E., Dussailant, I., MacDonell, S. 2020. A review of the current state and recent changes of the Andean cryosphere. *Front. Earth Sci.* 8, 99.
- Matsuoka, N. 1998. The relationship between frost heave and downslope soil movement: field measurements in the Japanese Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 9: 121–133.
- Matsuoka, N. 2005. Temporal and spatial variations in periglacial soil movements on alpine slope crest. *Earth Surface Processes and Landforms*. 30: 41–58.
- Matsuoka, N. 2014. Combining time-lapse photography and multisensory monitoring to understand frost creep dynamics in the Japanese Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 25: 94–106.
- Matsuoka, N., Abe, M. 2002. Rock slope failures associated with deglaciation: some examples from glaciated valleys in the Swiss Alps. *Annual Report, International Geoscience* 28: 11–16.
- Matthes, F. 1939. Report of Committee on Glaciers, *Trans. Am. Geophys. Union*, 20: 518–535.
- Matthews, J.A., Haselberger, S., Hill, J.L., Owen, G., Winkler, S., Hiemstra, J.F., Hallang, H. 2020 Snow-avalanche boulder fans in Jotunheimen, southern Norway: Schmidt-hammer exposure-age dating, geomorphometrics, dynamics and evolution, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 102: 2: 118–140, doi: 10.1080/04353676.2020.1762365
- Matteri, C.M., Schiavone, M.M. 1991. La Vegetación Muscinal de Bahía Buen Suceso, Tierra del Fuego, Argentina. *Bryologist* 368–376.
- Matthews, J.A., Karlén, W. 1992. Asynchronous neoglaciation and Holocene climatic change reconstructed from Norwegian glaciolacustrine sedimentary sequences. *Geology* 20: 991-994.
- Mauquoy D., Blaauw M., van Geel B., Borrromei, A., Quattrochio, M., Chambers, F.M., Possnert, G. 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Research* 61: 148–158.
- Mauquoy, D., Hughes P.D.M., van Geel, B. 2010. A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat* 7: 1–5.
- Maurer, M.K., Menounos, B., Clague, J.J., Osborn, G. 2012. Patagonian glacier advances in concert with those in western North America. *AGU Fall Meeting Abstracts*, San Francisco, USA.
- Mavlyudov, B. 2006. Glacial karst, why it is important to research. *Acta Carsol.* 35 (1), 55–67.
- McCull, S.T. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153-154, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015>.
- McCull, S.T. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153:1–16
- McCull, S.T., Fuller, I.C., Anderson, B., Tate, R. 2017. Hillslope failure and paraglacial reworking of sediments in response to glacier retreat, Fox Valley, New Zealand.

- Geophysical Research Abstracts 19, EGU2017, 170 pp.  
<https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-170.pdf>.
- McCulloch, R., Fogwill, C., Sugden, D.E., Bentley, M., Kubik, P. 2005. Chronology of the last glaciation in central strait of magellan and Bahía Inútil, southernmost south America. *Geogr. Ann. Ser. B* 87 (2), 289–312.
- McCulloch, R.D., Blaikie, J., Jacob, B., Mansilla, C.A., Morello, F., De Pol-Holz, R., San Roman, M., Tisdall, E., Torres, J. 2020. Late glacial and Holocene climate variability, southernmost Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 229, 106-131.
- Medina, P., Bottone, M.P., Peñalva, Kong Espinoza, P.S., Montes, A. 2022. Procesos de remoción en masa en los Andes Fueguinos y su relación con la expansión urbana. Libro de Actas XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn. 729–730.
- Meglioli, A. 1992. Glacial Geology of Southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and Northern Tierra del Fuego. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Lehigh: 216 p. Bethlehem.
- Meier, W.J.-H., Griebinger, J., Hochreuther, P., Braun, M.H. 2018. An updated multi-temporal glacier inventory for the Patagonian Andes with changes between the Little Ice Age and 2016. *Frontiers in Earth Science*. 6: 1–21. doi: 10.3389/feart.2018.00062.
- Melles, M., Brigham-Grette, J., Glushkova, O.Y., Minyuk, P.S., Nowaczyk, N.R., Hubberten, H.W. 2007. Sedimentary geochemistry of core PG1351 from Lake El'gygytgyn—a sensitive record of climate variability in the East Siberian Arctic during the past three glacial-interglacial cycles. *J. Paleolimnol.* 37, 89e104. <https://doi.org/10.1007/s10933-006-9025-6>.
- Menounos, B., Clague, J.J., Gilbert, R., Slaymaker, O. 2005. Environmental reconstruction from a varve network in the southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Holocene* 15: 1163–1171.
- Menounos, B., Clague, J.J., Osborn, G., Thompson Davis, P., Ponce, J.F., Goehring, B., Maurer, M., Rabassa, J., Coronato, A., Marr, R. 2013. Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in southernmost Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. Sci. Rev.* 77, 70–79. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.008>.
- Meybeck, M. 1995. Global Distribution of Lakes. En A. Lerman, D. Imboden, & J. Gat (Eds.), *Physics and Chemistry of Lakes* (2a ed., pp. 1–35). Springer-Verlag. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-85132-2\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-85132-2_1)
- Miall, A.D. 1979. Deltas. in R. G. Walker (ed) *Facies Models*. Geological Association of Canada, Hamilton, Ontario.
- Mial, A.D. 2016. *Stratigraphy. A modern synthesis*. Springer, Cham. 454 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7>
- Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D., 2007. Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surf. Process. Landf.* 32 (11), 1657–1674. <https://doi.org/10.1002/esp.1592>.
- Millar, S. 2013. Mass movement processes in the periglacial environment. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, pp. 374–391.
- Mîndrescu, M., Evans, I.S. 2014. Cirque form and development in Romania: Allometry and the buzzsaw hypothesis. *Geomorphology* 208: 117–136.

- Mitchell, S.G., Humphries, E.E. 2015. Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and mountain range height. *Geology* 43 (1): 35–38.
- Monnier, S., Kinnard, C. 2015. Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: new insights from the central Andes of Chile. *Geomorphology*. 238: 47–55.
- Montes, A., Salemme, M., Santiago, F., Guichón, R. 2012. Prospección con GPR (ground penetrating radar) en el cementerio de la misión salesiana, Río Grande (Tierra del Fuego, Argentina). *Comechingonia*. 16: 261–272.
- Montes, A., Santiago, F., Salemme, M., López, R. 2020. Late Pleistocene and Holocene geomorphologic evolution of Laguna Las Vueltas area, Tierra del Fuego (Argentina). *Andean Geology*, 47 (1): 61–76.
- Moore, D.M. 1983. *Flora of Tierra del Fuego*. Nelson, Oswestry, 396 p.
- Moorman, B., Michel, F. 1997. Bathymetric mapping and sub-bottom profiling through lake ice with groundpenetrating radar: *Journal of Paleolimnology*, 18, 61–73.
- Moragues, S., Lenzano, M.G., Moreiras, S., Lenzano, L. 2019. Geomorfología paraglacial asociada a la inestabilidad de laderas en el brazo norte del lago Argentino, Patagonia, Argentina. *Cuadernos de investigación geográfica*. 45 (1): 367–392. <http://doi.org/10.18172/cig.3786>.
- Moreiras, S., Coronato, A. 2009. Landslide processes in Argentina. En: E. Latrubesse (Ed.) *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin-America. Developments in Earth Surface Processes*, 13. Series Editor: J. F. Shroder Jr. Elsevier, Amsterdam. Chapter 15. <http://dx.doi.org/10.1016/S0928-2025>.
- Moreno, P.I., Francois, J.P., Villa-Martínez, R., Moy, C.M. 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 28: 25–38.
- Moreno, P.I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Garreaud, R.D., Rojas, M., De Pol-Holz, R. 2014. Southern annular mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nature Commun*, 5, 4375.
- Moreno, P.I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Dunbar, R.B., Mucciarone, D.A., Kaplan, M.R., Garreaud, R.D., Rojas, M., Moy, C.M., De Pol-Holz, R., Lambert, F. 2018. Onset and Evolution of Southern Annular Mode-Like Changes at Centennial Timescale. *Scientific reports – Nature*, 8, 3458.
- Moy, C.M., Moreno P.I., Dunbar R.B., Kaplan, R.M., Francois, J.-P., Villalba, R., Haberzettl, T. 2009. Climate change in Southern South America during the last two millennia. *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions* 14: 353–393.
- Moy, C.M., Dunbar, R.B., Guilderson, T.P., Waldmann, N., Mucciarone, D.A., Recasens, C., Ariztegui, D., Austin Jr., J.A., Anselmetti, F.S. 2011. A geochemical and sedimentary record of high southern latitude Holocene climate evolution from Lago Fagnano, Tierra del Fuego. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302 (1–2), 1–13.
- Mundo, I.A., Barrera, M.D., Roig, F.A. 2007. Testing the utility of *Nothofagus pumilio* for dating a snow avalanche in Tierra del Fuego, Argentina. *Dendrochronologia* 25, 19–28.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R. 2015. Postglacial environments in the southern coast of Lago Fagnano, central Tierra del Fuego, Argentina, based on pollen and fungal microfossils analyses. Submitted.

- Musotto, L.L., Borrromei, A.M., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R. 2016. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental changes in central Tierra del Fuego (~54°S) inferred from pollen analysis. *Vegetation History and Archaeobotany*, 25(2): 117–130.
- Musotto, L.L., Borrromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A. 2017a. Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction of central Tierra del Fuego (Argentina) based on main fossil pollen and fungi. *Quaternary International*, 442, 13–25.
- Musotto, L.L., Borrromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R. 2017b. Postglacial environments in the southern coast of Lago Fagnano, central Tierra del Fuego, Argentina, based on pollen and fungal microfossils analyses. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 238: 43–54.
- Myrbo, A., Wright, H.E. 2008. Livingstone-bolivia. SOP series. Limnological Research Center Core Facility. <http://lrc.geo.umn.edu/lacore/boliving.html>
- Neal, A.C., Roberts. 2001 Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. *Sedimentology* 48: 791–810.
- Necsoiu, M., Mîndrescu, M., Onaca, A., Wigginton, S. 2016. Recent morphodynamics of alpine lakes in Southern Carpathian Mountains using high-resolution optical imagery. *Quaternary International*. 415: 164-174, ISSN 1040-6182, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.032>
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D., Milnes, A.G. 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin - collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae geologicae Helveticae*, 73(3): 727–751.
- Nesbitt, H., Young, G., 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* 43: 341–358. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1996.d01-12.x>.
- Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S., Andersson, C. 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *Holocene* 11: 267–280.
- Neukom, R., Luterbacher, J., Villalba, R., Küttel, M., Frank, D., Jones, P. D., Grosjean, M., Wanner, H., Aravena, J.-C., Black, D. E., Christie, D. A., D'Arrigo, R., Lara, A., Morales, M., Soliz-Gamboa, C., Srur, A., Urrutia, R., von Gunten, L. 2011. Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries: *Climate Dynamics*, v. 37, no. 1 (2): 35-51.
- Nie, Y., Sheng, Y., Liu, Q., Liu, L., Liu, S., Zhang, Y., Song, C. 2017. A regional-scale assessment of Himalayan glacial lake changes using satellite observations from 1990 to 2015. *Remote Sensing Environment*. 189: 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.11.008>
- Nielsen, P., Ringkjøb, Balascio, N.L., Dahl, S.O., Jansen, H.L., Støren, E.W.N., Bradley, R.S. 2016. A high-resolution 1200-year lacustrine record of glacier and climate fluctuations in Lofoten, northern Norway. *26 (6): 917–934*.
- Nowaczyk, N.R. 2005. Logging of Magnetic Susceptibility. *En Tracking Environmental Change Using Lake Sediments (Vol. 1, pp. 155–170)*. [https://doi.org/10.1007/0-306-47669-x\\_8](https://doi.org/10.1007/0-306-47669-x_8)
- Obelic, B., Álvarez, A., Argullos, J., Piana, E. 1998. Determination 1386 of water paleotemperature in the Beagle Channel (Argentina) during the last 6000 yr

- through stable isotope composition of *Mytilus edulis* shells. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11: 47–71.
- Ojeda, R. 1966. Breve ensayo sobre el clima y la dinámica de Punta Arenas. (Mimeo), FACH.
- Oliva, L., Cioccale, M.A., Rabassa, J. 2020. Morphometry and spatial distribution of glacial cirques in the Western Fuegian Andes of Argentina, southernmost South America. *Andean Geol.* 47 (2): 316–350.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R. 1996a. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, 70 (2): 272–274.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R. 1996b. Sedimentología de las formaciones Lemaire y Yahgan (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas (2): 45–59. Buenos Aires.
- Olivero, E.B., Medina, F.A. 2001. Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los Andes Fueguinos, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 344–352.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R. 2001. A Review of the Geology of the Argentinian Fuegian Andes. En: *Mesozoic Paleontology and Stratigraphy of South America and the South Atlantic*, P. Bengtson (editor), *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (2): 175–188.
- Olivero, E.B., Acevedo, R.D., Martinioni, D.R. 1997. Geología del Mesozoico en Bahía Ensenada, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (2): 169–179.
- Olivero, E.B., Marensi, S.A., Santillana, S.N., Martinioni, D.R. 1998a. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Sloggett (Terciario), Tierra del Fuego, Argentina. Reunión de homenaje al Dr. Arturo J. Amos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 19.
- Olivero, E.B., Barreda, V., Marensi, S.A., Santillana, S.N., Martinioni, D.R. 1998b. Estratigrafía, sedimentología y palinología de la Formación Sloggett (Paleógeno continental), Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (4): 504–516.
- Olivero, E.B., Malumián, N., Palamarczuk, S., Scasso, R. 2002. El Cretácico superior-Paleógeno del área del Río Bueno, costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 199–218.
- Olivero, E.B., Malumián, N., Palamarczuk, S. 2003. Estratigrafía del Cretácico superior-Paleoceno del área de bahía Thetis, Andes Fueguinos, Argentina: acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. *Revista Geológica de Chile*, 30: 245–263.
- Olivero, E.B., Malumián, N., Martinioni, D.R. 2007. Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados; Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur; República Argentina. SEGEMAR, escala 1:500.000. Buenos Aires
- Olivero, E.B., Malumián, N. 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta*, 6: 5–18.
- Onorato, M.R., Coronato, A., Ponce, J.F. 2011. Impacto de aludes de nieve recientes en los Montes Martial, Tierra del Fuego, Argentina. XVIII Congreso Geológico

- Argentino, Actas CD-Rom, S10c. Peligros y riesgos geológicos en la Argentina: impacto en la sociedad vulnerable.
- Onorato, M.R., Perucca, L., Coronato, A., Rabassa, J., López, R. 2016. Seismically-induced soft-sediment deformation structures associated with the Magallanes–Fagnano Fault System (Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina). *Sedimentary Geology*. 344: 135–144.
- Onorato, M.R., Perucca, L.P., Coronato, A., López, R., Blanc, P. 2020. Evidencias morfotectónicas en el sistema de fallas Magallanes-Fagnano, borde transformante entre las placas Sudamericana y Scotia, isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 77 (1): 47–61.
- Orwin, J.F., Smart, C.C. 2004. Short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer in proglacial channels, Small River Glacier, Canada. *Hydrol. Process*. 18, 1521–1542.
- Oyedotun, T.D.T. 2018. X-ray fluorescence (XRF) in the investigation of the composition of earth materials: a review and an overview. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 2 (2): 148–154. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1452459>
- Palmer, A.P., Rose, J., Lowe, J.J., Walker, M.J.C., 2007. The pre-Holocene succession of glaciolacustrine sediments within Llangorse basin. In: Carr, S.J., Coleman, S.G., Humpage, A.J., Shakesby, R.A. (Eds.), *Quaternary of the Brecon Beacons e Field Guide*. Quaternary Research Association, London, pp. 220e229.
- Palmer, A.P., Bendle, J.M., MacLeod, A., Rose, J., Thorndycraft, V.R. 2019. The micromorphology of glaciolacustrine varve sediments and their use for reconstructing palaeoglaciological and palaeoenvironmental change. *Quat. Sci. Rev.* 226, 105964. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105964>
- Pedraza, J., Carrasco, R.M., Villa, J., Soteres, R.L., Karampaglidis, T., Fernández-Lozano, J. 2019. Cirques in the Sierra de Guadarrama and Somosierra Mountains (Iberian Central System): Shape, size and controlling factors. *Geomorphology*. 341: 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.05.024>
- Pedraza Gilsanz, J. 1996. *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Editorial Rueda. Madrid, España.
- Pedrozo, F. Calcagano, A., Fioriti, M., López, H., Rey, C., Razquin, M., Quiros, R. 1995. *Catálogo de Lagos y Embalses de Argentina (edición bilingüe)*. Subsecretaría de Recursos Hídricos. Ministerio de Economía y Obras Públicas. Buenos Aires. Argentina. 62 p.
- Pelayo, A.M., Wiens, D. 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research* 94 (86): 7293–7320.
- Pereyra, F.X., Ragas, D.B., Cornacchia, M.C. 2020. Clasificación geológica-geomorfológica de los humedales de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 79 (2): 275–291.
- Perucca, L.P., Bastias, H. 2008. Neotectonics, Seismology and Paleoseismology. *Developments in Quaternary Science* 11: 73–94.
- Perucca, L.P., Alvarado, P., Saez, M. 2015. Neotectonics and seismicity in southern Patagonia. *Geological Journal* 51: 545–559.
- Petersen, C.S. 1949. Informe sobre los trabajos de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945 y 1948. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 50 p. Inédito. Buenos Aires.

- Pisano E. 1974. Estudio ecológico de la región continental sur del área andino-patagónica. II. Contribución a la fitogeografía de la zona del Parque Nacional "Torres del Paine". *Ans. Inst. Pat., Punta Arenas (Chile)*. 5 (1–2): 59–10.
- Pisano E. 1977. Fitogeografía de Fuego-Patagonia chilena. I, Comunidades vegetales entre las latitudes 52° y 56° S. *Ans. Inst. Pat., Punta Arenas (Chile)*, 8: 121-250.
- Planas, X., Ponsa, A., Coronato, A., Rabassa, J. 2002. Geomorphological evidence of different glacial stages in the Martial cirque, Fuegian Andes, southernmost South America. *Quat. Int.* 87 (1), 19–27. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(01\)00059-3](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(01)00059-3).
- Plastino, W., Kaihola, L., Bartolomei, P. Bella, F. 2001. Cosmic background reduction in the radiocarbon measurement by scintillation spectrometry at the underground laboratory of Gran Sasso, *Radiocarbon*, 43: 157–161.
- PNUMA: Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente. 2007. Informe Anual del PNUMA 2007. 122 p.
- Ponce, J.F. 2009. Palinología y geomorfología del Cenozoico tardío de la Isla de los Estados. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología (inérita), 191 p., Bahía Blanca.
- Ponce, J.F., Borromei, A.M., Rabassa, J.O. 2011. Evolución del palisado y de la vegetación durante el Cenozoico tardío en el extremo sureste del archipiélago fueguino y canal Beagle. En: Los cazadores-recolectores del extremo oriental fueguino: arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados. Comps. Atilio Francisco Zangrando, Martín Vázquez y Augusto Tessone. Soc. Arg. de Antropología. Buenos Aires.
- Ponce, J.F., Rabassa, J. 2012. Geomorfología glaciaria de la Isla de los Estados, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25 (1–2): 67–84.
- Ponce, J.F., Fernández, M. 2014. Climatic and environmental history of Isla de los Estados, Argentina. Lohmann G, Rabassa J, Notholt J, Mysak LA, Unnithan V. (Eds.). Dordrecht. Springer.
- Ponce, J.F., Rabassa, J.O., Martínez, O. 2010. Fiordos en Isla de los Estados: Descripción morfométrica y génesis de los únicos fiordos en la Patagonia Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (4): 638–647.
- Ponce, J.F., Borromei, A.M., Rabassa, J. 2011. Evolución del paisaje y la vegetación durante el Cenozoico tardío en el extremo sureste del archipiélago fueguino y canal Beagle. Los cazadores-recolectores del extremo oriental fueguino. *Arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados*: 31–64.
- Ponce, J.F., Menounos, B., Fernández, M., Schaefer, J. 2015. Chronology and extent of outermost cirquemoraines in the southernmost Fuegian Andes and Canadian Cordillera. 6° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Resúmenes, Ushuaia 225 p.
- Ponce, J.F., Borromei, A.M., Menounos, B., Rabassa, J. 2017. Late-Holocene and Little Ice Age palaeoenvironmental change inferred from pollen analysis, Isla de los Estados, Argentina. *Quat. Int.* 442, 26–34.
- Ponce, J.F., Díaz Balocchi, L., López, R., San Martín, C.N. 2020. Caracterización geomorfológica y sedimentológica del campo de eskers de Estancia Harberton, costa norte de canal Beagle, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 77 (1), 79–90.
- Porter, S.C. 2000. Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science* 15, 395-408.

- Porter, S.C., Clapperton, C.M., Sudgen, D. 1992. Chronology and dynamics of deglaciation along and near the Strait of Magellan, southernmost South America. *Sveriges Geologiska Undersökning* 81: 233-239.
- Price, R.J. 1970. Moraines at Fjallsjökull, Iceland. *Arct. Alp. Res.* 2, 27–42.
- Priscu, J.C., Fritsen, C.H., Adams, E.E., Giovannoni, S.J., Paerl, H.W., McKay, C.P., Doran, P.T., Gordon, D.A., Lanoil, B.D., Pinckney, J.L. 1998. Perennial Antarctic lake ice: an oasis for life in a polar desert. *Science* 80 (280), 2095–2098. <https://doi.org/10.1126/science.280.5372.2095>.
- Prohaska, F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In: W. Schwerdfeger (Ed.), *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology*, 12, Elsevier, Amsterdam, p. 13–112.
- Promis, A., Cruz, G., Reif, A., Gärtner, S. 2008. *Nothofagus betuloides* (MIRB.) OERST 1871 (Fagales: Nothofagaceae) forests in southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Anales del Instituto de la Patagonia*. 36: 53–68
- Puigdefábregas, J., Del Barrio, G., Iturraspe, R. 1988. Régimen térmico estacional de un ambiente montañoso en la Tierra del Fuego, con especial atención al límite superior del bosque. *Pirineos* 132: 37–48.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.) *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science* 11: 151–204.
- Rabassa, J., Heusser, C.J., Rutter, N. 1990a. Late Glacial and Holocene of Tierra del Fuego. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 7: 327–351.
- Rabassa, J., Serrat, D., Marti, C., Coronato, A. 1990b. El Tardiglacial en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina y Chile. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 11, *Actas* 1: 290-293. San Juan.
- Rabassa, J., Coronato, A., Roig, C., Serrat, D. 1996. Geología Glacial de Bahía Sloggett, Tierra del Fuego, Argentina. In *Geológico Argentino*, No. 13, *Actas* 4: 329. Buenos Aires.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Salemme, M., Roig, C., Meglioli, A., Heusser, C., Gordillo, S., Roig, F., Borromei, A., Quattrocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68: 217–240. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(00\)00046-x](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(00)00046-x).
- Rabassa, J., Subías, I., Biel, C., Coronato, A., Ponce, J.F., Acevedo, R.D. 2011. Mineralogy, petrology and geochemistry of subglacially precipitated carbonate deposits at Alvear Este and Martial glaciers, Andes of Tierra del Fuego, Argentina. *XVIII Congreso Geológico Argentino*. Neuquén.
- Raedeke, L.D. 1978. Formas del terreno y depósitos cuaternarios Tierra del Fuego Central, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 5: 3–31.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 235–251.
- Ramos, V.A., Aleman, A. 2000. Tectonic Evolution of the Andes. En: Milani, E. J. and Thomaz Filho, A. (Eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31° International Geological Congress, 635-685, Río de Janeiro.
- Rapp, A. 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*. 42: 34-48.

- Rayburn, J.A., Cronin, T.M., Franzi, D.A., Knuepfer, P.L.K., Willard, D.A. 2011. Timing and duration of North American glacial lake discharges and the Younger Dryas climate reversal. *Quaternary Research* 75, 541-551.
- Redondo Vega, J.M. 2004. El glaciar rocoso del cerro Krund, Tierra del Fuego, Argentina. *Cuadernos de investigación geográfica*. 30: 169–180.
- Refsnider, K.A., Miller, G.H., Fogel, M.L., Fréchette, B., Bowden, R., Andrews, J.T., Farmer Lang, G. 2014. Subglacially precipitated Carbonates record geochemical interactions and pollen preservation at the base of the Laurentide Ice Sheet on central Baffin Island, eastern Canadian Arctic. *Q. Res.* 81, 94–105. doi: 10.1016/j.yqres.2013.10.014.
- Reid, M.L., Evans, S.G. 2016. A new approach to evaluating landslide hazard in the mountain glacial environment - mass and hypsometry. *Geophysical Research Abstracts* 18, EGU2016, 1194 pp.
- Renaut, R.W., Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lakes en Facies Models 4. Geological Association of Canada. Newfoundland. 575 p.
- Reynolds, J.M. 1992. The identification and mitigation of glacier-related hazards: examples from the Cordillera Blanca, Peru. In: McCall, G.J.H., Laming, D.J.C., Scott, S.C. (Eds.), *Geohazards*. Chapman & Hall, London. 143–157. Central, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 5: 3–31.
- Richards, J., Moore, R.D., Forrest, A.L. 2012. Late-summer thermal regime of a small proglacial lake. *Hydrological Processes* 26, 2687–2695.
- Richardson, S.D., Reynolds, J.M. 2000. An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quat. Int.* 65, 31–47.
- Rico Lozano, I.I. 2009. “Little Ice Age” glacial development and evolution in the Fuegian Andes (Tierra del Fuego, Argentina). Geomorphological reconstruction of the last historic glaciation. Research Dissertation. UHI Millennium Institute. MSc Managing Sustainable Mountain Development. 138 p.
- Roig, C., Collado, L. 2004. Antecedentes sobre turberas en Tierra del Fuego. En Blanco, D.E. y M.V. de la Balze (eds.): *Los Turbales de la Patagonia: Bases para su inventario y la conservación de su biodiversidad*: 33–44. Buenos Aires. Wetlands Internacional.
- Roig, F., Villalba, R. 2008. Understanding climate from Patagonian tree rings. En: Rabassa, J. (ed.). *The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. *Developments in Quaternary Science*, 11. 441–438.
- Rose, J. 1987. Drumlins as part of a glacial bedform continuum. *Drumlin Symposium*, pp. 103–116.
- Ryder, J.M. 1971b. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south central BC. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 1252-1264. <https://doi.org/10.1139/e71-114>.
- Sabbione, N., Connon, G., Buffoni, C., Hormaechea, J. 2007a. Tierra del Fuego Reference Standard Earthquake Catalogue. Geosur. International Geological Congress on the Southern Hemisphere, Santiago de Chile.
- Sabbione, N., Connon, G., Hormaechea, J.L., Rosa, M. 2007b. Estudio de sismicidad en la provincia de Tierra del Fuego, Argentina. *Geoacta* 32, 4150.
- Sambuelli, L., Calzoni, C., Pesenti, M. 2009. Case history: Waterborne GPR survey for estimation bottom-sediment variability: A survey on the Po River, Turin, Italy: *Geophysics*, 74: 95–102.

- San Martín, C.N., Ponce, J.F., Coronato, A. 2021a. Lakes and Glaciers from Fuegian Andes. Morphology, Distribution and Origin. Geological Resources of Tierra del Fuego. Springer. 173–188. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-60683-1\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-030-60683-1_10)
- San Martín C.N., Ponce J.F., Montes A., Díaz Balocchi L., Gorza C., Coronato, A. 2021b. Proglacial landform assemblage in a rapidly retreating cirque glacier due to temperature increase since 1970, Fuegian Andes, Argentina. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107861>
- San Martín, C.N., Díaz, P.E., Ponce, J.F., Fernández, M., Savoretti, A. 2022. Metodología de muestreo y análisis multiproxy de un testigo sedimentario de una laguna de altura, Andes Fueguinos, Argentina. Resultados preliminares. Libro Actas XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn. 1053–1054.
- Santos González, J., Redondo Vega, J., Gómez-Villar, A., González Gutiérrez, R. 2011. Nuevas evidencias de la existencia de permafrost en Tierra del Fuego (Argentina): régimen térmico del glaciar rocoso activo del Cerro Krund. En *Aportaciones al conocimiento de los ambientes fríos (2009-2011)*, 37–53.
- Savoretti, A. 2018. Estudio de las briófitas de turberas de Tierra del Fuego (Argentina) desde el Último Máximo Glacial a la actualidad y su relación con las fluctuaciones climáticas y ambientales. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 258 p., La Plata.
- Schiefer, E., Gilbert, R. 2007. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology* 88 (1–2), 167–178. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.003>.
- Schiefer, E., Gilbert, R. 2008. Proglacial sediment trapping in recently formed Silt Lake, upper Lillooet Valley, Coast Mountains, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1542–1556.
- Schiefer, E., Menounos, B., Slaymaker, O. 2006. Extreme sediment delivery events recorded in the contemporary sediment record of a montane lake, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43: 1777–1790.
- Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., Casassa, G. 2003. Weather observations across the southern Andes at 53S. *Phys. Geogr.*, 24, 97–119.
- Schnurrenberger, D., Russell, J., & Kelts, K. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, 29(2), 141–154. <https://doi.org/10.1023/A:1023270324800>
- Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö. 2018. Supraglacial environments. *Past Glacial Environments*. Elsevier, pp. 159–179.
- Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö., Ingólfsson, Ó., Friis, B., Korsgaard, N.J., Kjær, K., Keiding, J.K. 2012. Late Holocene and modern glacier changes in the marginal zone of Sólheimajökull, South Iceland. *Jökull* 62, 111–130.
- SEGEMAR, 2020. Estudio geoambiental de base en la Isla Grande de la provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur.
- Serrano, E., Martín-Moreno, R. 2018. Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees. *Cuad. Investig. Geogr.* 44 (1), 213–244.
- Shakesby, R.A. 2004. Protalus ramparts. In Goudie A., ed. *Encyclopedia of geomorphology*, Vol. 1. London, Routledge, 813–814.
- Sharp, R.P. 1949. Studies of supraglacial debris on valley glaciers. *Am. J. Sci.* 247 (5), 289–315.

- Sharp, M. 1985. "Crevasse-Fill" ridges: a landform type characteristic of surging glaciers? *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 67 (3/4), 213–220. <https://doi.org/10.2307/521099>.
- Shukla, A., Garg, P.K., Srivastava, S. 2018. Evolution of glacial and high-altitude lakes in the Sikkim, Eastern Himalaya over the past four decades (1975-2017). *Front. Environ. Sci.* 6 (81): 1–19. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2018.00081>.
- SIAG CADIC: Servicio de Información Ambiental y Geográfica - Centro Austral de Investigaciones Científicas. <https://cadic.conicet.gov.ar/descripcion-del-siag/>
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, Desmet, M., Di Giovanni, C. 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). *Quat. Sci. Rev.* 89: 27–43.
- Slymaker, O. 2011. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaest. Geogr.* 30 (1), 85–94. <https://doi.org/10.2478/v10117-011-0008>.
- Smith, J. 1960. Glacier problems in South Georgia. *J. Glaciol.* 3 (28), 705–714.
- Smith, N.D. 1981. The effect of changing sediment supply on sedimentation in a glacier-fed lake. *Arctic & Alpine Research*, 13(1), 75–82. <https://doi.org/10.2307/1550627>
- Smol, J. 1988. Palaeoclimate proxy data from freshwater arctic diatoms. *Verhandlungen der Int. Vereinigung von Limnol.* 23, 837-844.
- Solomina, O., Bradley, R.S., Hodgson, D.A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A.N., Nesje, A., Owen, L.A., Wanner, H., Wiles, G.C., Young, N.E. 2015. Holocene glacier fluctuations. *Quat. Sci.* 111, 9–34.
- Solomina, O., Bradley, R.S., Jomellic, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D.S., Koch, J., McKay, N., Masiokas, M., Miller, G., Nesje, A., Nicoluss, K., Owenl, L.A., Putnam, A.E., Wanner, H., Wiles, G., Yang, B. 2016. Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quat. Sci. Rev.* 149: 61-90.
- Song, C., Sheng, Y., Wang, J., Ke, J., Madson, A., Nie, Y. 2017. Heterogeneous glacial lake changes and links of lake expansions to the rapid thinning of adjacent glacier termini in the Himalayas. *Geomorphology* 280: 30–38.
- Stansell, N.D., Rodbell, D.T., Abbott, M.B., Mark, B.G. 2013. Proglacial lake sediment records of Holocene climate change in the western Cordillera of Peru. *Quat. Sci. Rev.* 70:1–14.
- Stenni, B., Curran, M.A.J., Abram, N.J., Orsi, A., Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Neukom, R., Goosse, H., Divine, D., van Ommen, T., Steig, E.J., Dixon, D.A., Thomas, E.R., Bertler, N.A.N., Isaksson, E., Ekaykin, A., Frezzotti, M., Werner, M. 2017. Antarctic climate variability at regional and continental scales over the last 2,000 years. *Clim. Past* 13, 1609–1634.
- Stoessel, L., Bogan, S., Martínez, G., Agnolin, F. 2008. Implicaciones paleoambientales de la presencia del género *Ceratophrys* (Anura, *Ceratophryinae*) en contextos arqueológicos de la transición pampeano-patagónica en el Holoceno tardío (curso inferior del Río Colorado, Argentina). *Magallania*, 36 (2): 195–203.
- Storen, E.N., Dahl, S.O., Lie, O. 2008. Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene* 18: 1179–1191.

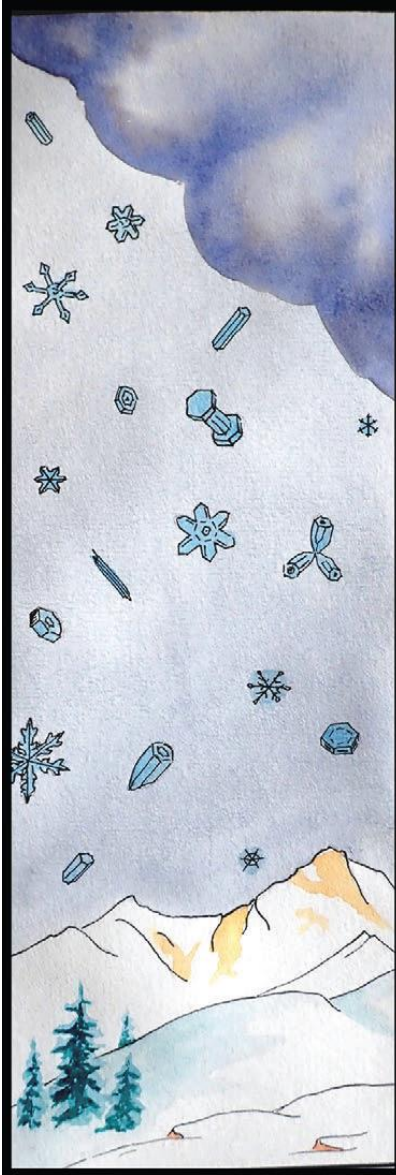
- Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A. 2014. Morphometry and pattern of a large samples (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quat. Sci. Rev.* 105, 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.013>.
- Strasser, M., Anselmetti, F.S., Fäh, D., Giardini, D., Schnellmann, M. 2006. Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. *Geology*, 34/12, 1005–1008.
- Strelin, J., Iturraspe, R. 2007. Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental. *Glob. Planet. Chang.* 59 (1–4), 17–26. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.019>.
- Strelin, J., Casassa, G., Rosqvist, G., Holmlund, P. 2001. Glaciaciones Holocénicas en el valle del glaciar Ema, monte Sarmiento, Tierra del Fuego. Abstract symposium: Cambios vegetacionales y climáticos durante el último ciclo glacial–interglacial a lo largo de Chile continental. La Serena 16 p.
- Strelin, J., Casassa, G., Rosqvist, G., Holmlund, P. 2008. Holocene glaciations in the Ema Glacier valley, Monte Sarmiento massif, Tierra del Fuego. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 260 (3–4), 299–314. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.12.002>.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A. 2014. Morphometry and pattern of a large samples (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quat. Sci. Rev.* 105, 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.013>.
- Sturm, M. 2020. Field guide to snow. University of Alaska Press. 178 201 p. Fairbanks, AK.
- Sturm, M., Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. En A. Matter y M. E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments*. IAS Spec. Publications, 2, 147–168.
- Suárez, M. 1977. Aspectos geoquímicos del Complejo Ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del Sur, Chile. *Revista Geológica de Chile* 4, 3–14.
- Suárez, M., Pettigrew, T.H. 1976. An upper Mesozoic island arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113 (4): 305–400.
- Suárez, M., Hervé, M., Puig, A. 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes, XII Región. Carta N° 65. Carta Geológica de Chile (escala 1:250.000). Servicio Nacional de Geología y Minería, 113 p. Santiago de Chile.
- Subsecretaría de Recursos Hídricos. 2017. Catálogo de lagos, lagunas y embalses argentinos. Ministerio del Interior, Obras Públicas y Vivienda de Argentina. 109 p.
- Sugden, D.E., John, B.S. 1976. *Glaciers and Landscape*. Arnold, London.
- Swift, D.A., Evans, D.J.A., Fallick, A.E. 2006. Transverse englacial debris-rich ice bands at Kvíárjökull, southeast Iceland. *Quat. Sci. Rev.* 25 (13–14), 1708–1718. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.003>.
- Swithinbank, C. 1949. The origin of dirt cones on glaciers. *J. Glaciol.* 1 (8), 461–465.
- Tassone, A., Lippai, H., Lodolo, E., Menichetti, M., Comba, A., Hormaechea, J.L., Vilas, J.F. 2005. A geological and geophysical crustal section across the Magallanes–Fagnano fault in Tierra del Fuego. En: *Cenozoic Andean Basin Evolution*. *Journal of South American Earth Sciences* 19 (1): 99–109 [doi:10.1016/j.jsames.2004.12.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.12.003).

- Teller, J.T. 1987. Proglacial lakes and the southern margin of the Laurentide Ice Sheet. In: Ruddiman, W.F., Wright, H.E. (Eds.), *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation. The Decade of North American Geology*. Geological Society of America, Boulder, CO, K3, 39–69.
- Thiry, M. 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits; an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews* 49 (1–4): 201–221.
- Thöle, H., Bornemann, A., Heimhofer, U., Luppold, F.W., Blumenberg, M., Dohrmann, R., Erbacher, J. 2019. Using high-resolution XRF analyses as a sequence stratigraphic tool in a mudstone-dominated succession (Early Cretaceous, Lower Saxony Basin, Northern Germany). *Depos. Rec. dep2*. 83 <https://doi.org/10.1002/dep2.83>.
- Thomazo, C., Buoncristiani, J-F., Vennin, E., Pellenard, P., Cocquerez, T., Mugnier, J.L., Gérard, E. 2017. Geochemical processes leading to the precipitation of subglacial carbonate crusts at Bossons Glacier, Mont Blanc Massif (French Alps). *Frontiers in Earth Science*. 5, 70:1-16. doi: 10.3389/feart.2017.00070
- Thorn, C.E., Darmody, R.G., Allen, C.E. & Campbell, S.W. 2007. Chemical weathering on the glacial foreland of Storbreen, Jotunheimen Mountains, Norway. *Landform Analysis*, 5, 87-88 ([www.sgp.org.pl/la/lav05.htm](http://www.sgp.org.pl/la/lav05.htm)).
- Tielidze, L.G., Eaves, S.R., Norton, K.P., Mackintosh, A.N. 2021. Glacial geomorphology of the Ahuriri River valley, central Southern Alps, New Zealand. *Journal of Maps*. 17: 73–86.
- Timms, B.V. 1992. *Lake Geomorphology*. Australia: Gleneagles Publishing. 180 p.
- Tofelde, S., Dusing, W., Schildgen, T.F., Wittmann, H., Alonso, R.N., Strecker, M.R. 2017. Changes in denudation rates and erosion processes in the transition from a low-relief, arid orogen interior to a high-relief, humid mountain-front setting, Toro Basin, southern Central Andes. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2017*. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFMEP33B1946T>.
- Toro Manríquez, M. 2019. Bosques Mixtos de *Nothofagus pumilio* y *N. betuloides*: ¿Son Estables? Aproximación basada en el estudio de las primeras etapas de su ciclo de regeneración natural. Tesis doctoral. Inédito. 289 p.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V. 2008a. Structure and evolution of the Fuegian Andes foreland thrust-fold belt, Tierra del Fuego, Argentina: paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 417–439. doi:doi:10.1016/j.jsames.2007.12.002.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V. 2008b. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 35, 63–77.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V. 2013. Cenozoic contractional tectonics in the Fuegian Andes, southernmost South America: a model for the transference of orogenic shortening to the foreland. *Geologica Acta* 11, 359–370. doi:10.1344/105.000001874.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B. 2013. Evaluation of strain and structural style variations along the strike of the Fuegian thrust-fold belt front, Argentina. *Andean Geology* 40: 438–457. doi:10.5027/andgeoV40n3-a03.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J. 2014. Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South America) in the framework of the Scotia Arc development. *Global and Planetary Change* 123, Part B, 174-188.

- Torres Carbonell, P.J., Cao, S.J., Dimieri, L.V. 2017a. Spatial and temporal characterization of progressive deformation during orogenic growth: example from the Fuegian Andes, southern Argentina. *J. Struct. Geol.* 99: 1–19.
- Torres Carbonell, P.J., Rodríguez Arias, L., Atencio, M.R. 2017b. Geometry and kinematics of the Fuegian thrust-fold belt, southernmost Andes. *Tectonics* 36: 33–50.
- Torres Carbonell, P.J., Cao, S.J., González Guillot, M., Mosqueira Gonzáles, V., Dimieri, L.V., Duval, F., Scaillet, S. 2020. The Fuegian thrust-fold belt: From arc-continent collision to thrust-related deformation in the southernmost Andes. *Journal of South American Earth Science*. 102. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102678>.
- Trombotto Liaudat, D., Wainstein, P., Arenson, L.U. 2014. Guía Terminológica de la Geociología Sudamericana, Vazquez Mazzini Editores. Mendoza. 127 p.
- Tuhkanen, S., Kuokka, I., Hyvönen, J., Stenroos, S., Niemelä, J. 1989-1990. Tierra del Fuego as a target for biogeographical research in the past and present. *Anales Instituto de la Patagonia* 19: 1–107.
- Tuhkanen, S. 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Bot. Fenn.* 125: 4–17.
- Turu, V., Bordonau, J. 2013. Estudio geoquímico de los sedimentos glaciolacustres de La Massana y Ordino (Andorra, Pirineos Orientales): influjo sedimentario entre lagos de obturación yuxtaglaciaria e interpretación paleoambiental. VIII Reunión de Cuaternario Ibérico, La Rinconada – Sevilla.
- Ugolini, F.C. 1986. Processes and rates of weathering in cold and polar desert environments. In “Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals” (S. M. Colman and D. P. Dethires, eds.), pp. 193-235. Academic Press, Orlando, FL.
- UNEP: United Nations Environment Programme. 2007. Global Outlook for Ice and Snow. UNEP. 235 pp.
- Unkel, I., Björck, S., Wohlfarth, B. 2008. Deglacial environmental changes on Isla de los Estados (54.4° S), southeastern Tierra del Fuego. *Quat. Sci. Rev.* 27 (15): 1541–1554.
- Unwin, D.J. 1973a. The distribution and orientation of corries in northern Snowdonia, Wales. *Trans.Inst.Br.Geog.* 58: 85–97.
- Valcárcel-Díaz, M., Carrera-Gómez, P., Coronato, A., Castillo-Rodríguez, F., Rabassa, J., Pérez-Alberti, A. 2006. Cryogenic landforms in the Sierras de Alvear, Fuegian Andes, subantarctic Argentina. *Permafrost. Periglac. Process.* 17 (4): 371–376. <https://doi.org/10.1002/ppp.564>.
- Valcárcel-Díaz, M., Carrera-Gómez, P., Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A. 2008. Permafrost occurrence in Southernmost South America (Sierra de Alvear, Tierra del Fuego, Argentina). Ninth International Conference on Permafrost. Fairbanks, USA, 29 June-3 July 2008. 1779–1802.
- Vasskog, K., Nesje A., Støren, E., Waldmann, N., Chapron, E., Ariztegui, D. 2011. A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene* 21: 597–614.
- Villar, L., Acevedo, R., Lagorio, S. 2007. The Puente Quemado gabbro, to the west of Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. , *Actas International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere (GeoSur)*, Santiago, p. 172.

- Villarreal, M.L., Coronato, A. 2015. Characteristics and nature of pans in the semiarid temperate-cold steppe of Tierra del Fuego. En: Rabassa, J. (Ed) *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina*. Springer Verlag. 203–224 p.
- Vuichard, D., Zimmerman, M. 1987. The 1985 catastrophic drainage of a moraine-dammed lake, Khumbu Himal, Nepal: cause and consequences. *Mt. Res. Dev.* 7: 91–110.
- Vyse, S.A., Herzschuh, U., Andreev, A.A., Pestryakova, L.A., Diekmann, B., Armitage, S.J., Biskaborn, B.K. 2020. Geochemical and sedimentological responses of arctic glacial Lake Ilirney, chukotka (far east Russia) to palaeoenvironmental change since ~51.8 ka BP. *Quat. Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106607>
- Wadham, J.L., Cooper, R.J., Tranter, M., Hodgkings, R. 2001. Enhancement of glacial solute fluxes in the proglacial zone of a polythermal glacier. *Journal of Glaciology*, 47, 158, 378–386.
- Wainer, I., Clauzet, G., Ledru, M.P., Brady, E., Otto-Bliesner, B. 2005. Last Glacial Maximum in South America: paleoclimate proxies and model results. *Geophysical Research Letters* 32 (8): NIL30-NIL33. doi: 10.1029/2004GL021244
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Austin, J.J.A., Dunbar, R., Moy, C.M., Recasens, C. 2008. Seismic stratigraphy of Lago Fagnano sediments (Tierra del Fuego, Argentina)—a potential archive of paleoclimatic change and tectonic activity since the Late Glacial. *Geol Acta* 6(1):101–110.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F., Coronato, A., Austin-Jr., J. 2010. Geophysical evidence of multiple glacier advances in Lago Fagnano (54° S), southernmost Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 29 (9-10), 1188–1200.
- Waldmann, N., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Austin Jr., J.A., Pirouz, M., Moy, C.M., Dunbar, R. 2011. Holocene mass-wasting events in Lago Fagnano, Tierra del Fuego (54°S): implications for paleoseismicity of the Magallanes–Fagnano transform fault. *Basin Res.* 23, 171–190.
- Waldmann, N., Borrromei, A.M., Recasens, C., Olivera, D., Martínez, M.A., Maidana, N.I., Ariztegui, D., Austin Jr., J.A., Anselmetti, F.S., Moy, C.M. 2014. Integrated reconstruction of Holocene millennial scale environmental changes in Tierra del Fuego, southernmost South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399, 294–309.
- Wang, W., Xiang, Y., Gao, Y., Lu, A., Yao, T. 2014. Rapid expansion of glacial lakes caused by climate and glacier retreat in the central Himalayas. *Hydrol. Process.* 29, 859–874.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.E., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmannmet, M. 2008. Mid to Late Holocene climatic change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* 27: 1791–1828.
- Warren, W.P., Ashley, G.M. 1994. Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *J. Sediment. Res.* 64 (3a), 433–449. <https://doi.org/10.1306/D4267DD9-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Westoby, M.J., Glasser, N.F., Brasington, J., Hambrey, M.J., Quincey, D.J., Reynolds, J.M. 2014. Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes. *Earth Sci. Rev.* 134, 137–159. doi: 10.1016/j.earscirev.2014.03.009
- Wetzel, R., Likens, G. 2000 *Limnological Analyses*. Third Edition. New York: SpringerVerlag. 208–212.

- Wilson, R., Glasser, N.F., Reynolds, J.M., Harrison, S., Anaconda, P.I., Schaefer, M., Shannon, S. 2018. Glacial lakes of the Central and Patagonian Andes. *Glob. Planet. Chang.* 162, 275–291.
- Winn, R.D. Jr. 1978. Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: A sedimentologic approach to lithosphere plate restoration. *Geological Society of America Bulletin* 89: 533–547.
- Winocur, D., Goyanes, G., Viera, G. 2015. Deslizamiento de ladera y tsunami asociado en el lago Argentino, Canal Upsala, provincia de Santa Cruz, Patagonia Argentina. Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile, 136–139. [http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/14905\\_v3\\_pp\\_79\\_82.pdf](http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/14905_v3_pp_79_82.pdf).
- Winslow, M.A. 1982. The structural evolution of the Magallanes basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock, C. (Ed.), *Antarctic Geoscience*: 143–154.
- Wittmeier, H.E., Bakke, J., Vassog, K., Trachel, M. 2015. Reconstructing Holocene glacier activity at Langfjordjøkelen, Arctic Norway, using multi-proxy fingerprinting of distal glacier-fed lake sediments. *Quat. Sci. Rev.* 114: 78–99.
- Wood, J.L., Harrison, S., Wilson, R., Emmer, A., Yarleque, C., Glasser, N.F., Torres, J.C., Caballero, A., Araujo, J., Bennett, G.L., Diaz-Moreno, A., Garay, D., Jara, H., Poma, C., Reynolds, J.M., Riveros, C.A., Romero, E., Shannon, S., Tinoco, T., Turpo, E., Villafane, H. 2021. Contemporary glacial lakes in the Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103574>
- Wright, H.E., Jr. 1967. A square-rod piston sampler for lake sediments. *J. Sedimentary Petrol.* 37(3): 975–976.
- Zanettini, J.C.M., Zapettini, E.D. 1988. Geología de la comarca de bahía Sloggett, Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 188–197.
- Zhang, G., Yao, T., Xie, H., Wang, W., Yang, W. 2015. An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming. *Glob. Planet. Chang.* 131: 148–157.
- Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A.E.K., Schimmelmann, A. 2015. Varved lake sediments – a review. *Quat. Sci. Rev.* 117: 1–41.
- Zolitschka, B., Fey, M., Janssen, S., Maidana, Nora I., Mayr, C., Wulf, S., Haberzettl, T., Corbella, H., Lücke, A., Ohlendorf C., Schäbitz, F. 2018. Southern Hemispheric Westerlies control sedimentary processes of Laguna Azul (south-eastern Patagonia, Argentina). *The Holocene* 1–18.



Obra de Sturm, M.

# ANEXO I

## Inventario de lagos y lagunas de los Andes Fueguinos

**Tabla 1:** Atributos de lagunas y lagos de los Andes Fueguinos.

ID	Nombre	Latitud (Y)	Longitud (X)	Ubicación	PN	Altitud	Orientación	Posición geomorfológica	Litología	Glaciar	Morena PEH	Laguna - morena
1		3968988	2525872	Sa. de Beauvoir		787	N	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
2		3968955	2527953	Sa. de Beauvoir		728	NE	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
3		3966663	2528375	Sa. de Beauvoir	PNTDF	634	SE	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
4		3968774	2528996	Sa. de Beauvoir		730	N	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
5		3962466	2529375	Sa. de Beauvoir	PNTDF	742	S	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
6		3966414	2529382	Sa. de Beauvoir	PNTDF	640	SE	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
7		3965400	2529409	Sa. de Beauvoir		908	NE	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
8		3966139	2529935	Sa. de Beauvoir		635	SE	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
9		3969899	2530269	Sa. de Beauvoir		910	N	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
10		3961068	2530615	Sa. de Beauvoir	PNTDF	762	S	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
11		3965700	2530866	Sa. de Beauvoir		629	SE	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
12		3969945	2531372	Sa. de Beauvoir		811	SE	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
13		3967051	2535713	Sa. de Beauvoir		827	NO	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
14		3961344	2535800	Sa. de Beauvoir	PNTDF	820	E	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
15		3960160	2536006	Sa. de Beauvoir	PNTDF	691	SE	Valle colgante	Fm. Beauvoir	no	no	-
16		3963734	2538142	Sa. de Beauvoir	PNTDF	550	E	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
17		3963724	2538566	Sa. de Beauvoir	PNTDF	561	E	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
18		3960394	2539230	Sa. de Beauvoir	PNTDF	702	S	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
19		3961314	2539466	Sa. de Beauvoir	PNTDF	1018	SE	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-

20		3961757	2539539	Sa. de Beauvoir	PNTDF	895	NE	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
21		3961208	2539715	Sa. de Beauvoir	PNTDF	943	N	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
22		3961130	2545494	Sa. de Beauvoir		981	N	circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
23		3964189	2547226	Sa. de Beauvoir		709	N	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
24		3959020	2551803	Sa. de Beauvoir		664	NO	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
25		3959107	2554114	Sa. de Beauvoir		693	SE	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
26		3959903	2554274	Sa. de Beauvoir		768	SE	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
27		3962644	2562011	Sa. de Beauvoir		377	NE	Fondo de valle	Fm. Beauvoir	no	no	-
28	Gasperi	3942667	2525683	Sa. Valdivieso	PNTDF	588	SO	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
29		3943779	2525690	Sa. Valdivieso		676	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
30		3943668	2525925	Sa. Valdivieso	PNTDF	674	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
31	de San Rafael	3944404	2526163	Sa. Valdivieso	PNTDF	506	NO	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
32	de San Rafael	3944786	2526289	Sa. Valdivieso	PNTDF	506	NO	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
33		3942938	2527289	Sa. Valdivieso	PNTDF	683	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
34		3938418	2527335	Sa. Valdivieso	PNTDF	765	NE	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
35		3940605	2527733	Sa. Valdivieso	PNTDF	852	N	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
36		3947255	2528118	Sa. Valdivieso	PNTDF	720	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
37	Lago Alto	3942821	2530614	Sa. Valdivieso	PNTDF	470	E	Fondo de valle	Fm. Lemaire	no	no	-
38		3947345	2533755	Sa. Valdivieso	PNTDF	442	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
39		3947467	2533760	Sa. Valdivieso	PNTDF	436	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
40		3946744	2533784	Sa. Valdivieso	PNTDF	451	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
41		3944098	2533960	Sa. Valdivieso	PNTDF	838	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
42		3947001	2534042	Sa. Valdivieso	PNTDF	458	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
43		3947684	2534194	Sa. Valdivieso	PNTDF	400	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
44		3947304	2534210	Sa. Valdivieso	PNTDF	452	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
45		3945054	2534370	Sa. Valdivieso	PNTDF	647	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
46		3947544	2534374	Sa. Valdivieso	PNTDF	396	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-

47		3947823	2534395	Sa. Valdivieso	PNTDF	385	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
48		3948569	2534895	Sa. Valdivieso	PNTDF	308	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
49		3944424	2537629	Sa. Valdivieso	PNTDF	779	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	si	abajo
50		3945016	2538014	Sa. Valdivieso	PNTDF	612	E	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	si	abajo
51		3943794	2538848	Sa. Valdivieso	PNTDF	718	N	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
52		3947633	2539350	Sa. Valdivieso	PNTDF	351	N	Fondo de valle	Fm. Lemaire	no	no	-
53		3943151	2541437	Sa. Valdivieso	PNTDF	637	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	si	abajo
54	Paso Valdivieso	3942302	2541473	Sa. Valdivieso	PNTDF	576	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
55		3943373	2541625	Sa. Valdivieso	PNTDF	622	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	si	abajo
56		3943762	2541635	Sa. Valdivieso	PNTDF	571	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
57		3943222	2541640	Sa. Valdivieso	PNTDF	631	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
58	Mariposa	3944655	2541792	Sa. Valdivieso	PNTDF	518	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	si	abajo
59		3945057	2541933	Sa. Valdivieso		517	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
60		3946314	2542135	Sa. Valdivieso		493	E	Ladera	Fm. Lemaire	no	no	-
61		3945252	2542192	Sa. Valdivieso		503	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
62		3945812	2542507	Sa. Valdivieso		375	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
63		3944124	2542645	Sa. Valdivieso		561	NO	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
64		3944536	2542778	Sa. Valdivieso		623	O	Superficie de erosión glacial	Fm. Lemaire	no	no	-
65		3941843	2543064	Sa. Valdivieso		650	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
66		3940907	2543132	Sa. Valdivieso		620	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
67		3947997	2543210	Sa. Valdivieso		128	NE	Fondo de valle	Fm. Lemaire	no	no	-
68		3943173	2543636	Sa. Valdivieso		694	SO	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
69		3941606	2544253	Sa. Valdivieso		1030	S	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
70		3942548	2544900	Sa. Valdivieso		987	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
71		3941116	2545065	Sa. Valdivieso		960	SE	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
72		3944289	2545394	Sa. Valdivieso		668	N	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
73		3943604	2545478	Sa. Valdivieso		672	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
74	Azul	3943991	2545597	Sa. Valdivieso		651	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
75		3946069	2546126	Sa. Valdivieso		272	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-

76		3946790	2546299	Sa. Valdivieso		165	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
77	de las Yeguas	3948348	2546487	Sa. Valdivieso		90	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
78		3942610	2548298	Sa. Valdivieso		655	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
79	Lola	3942919	2548395	Sa. Valdivieso		659	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
80	Ceniza	3940392	2550299	Sa. Valdivieso		584	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	si	abajo
81		3942776	2550297	Sa. de Alvear		988	SO	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
82	Camila	3944115	2551516	Sa. de Alvear		716	N	Circo	Fm. Lemaire	si	no	-
83		3942487	2552383	Sa. de Alvear		814	SO	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
84		3943315	2554377	Sa. de Alvear		784	E	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
85		3942798	2554725	Sa. de Alvear		792	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	si	abajo
86	Ojo del Albino	3940648	2554972	Sa. de Alvear		923	S	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
87	Esmeralda	3938863	2556118	Sa. de Alvear		419	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	si	abajo
88		3942491	2556146	Sa. de Alvear		662	NE	Circo	Fm. Lemaire	si	no	-
89	Francia	3941119	2558036	Sa. de Alvear		946	S	Circo	Fm. Lemaire	no	si	arriba
90		3941328	2558468	Sa. de Alvear		762	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
91	Celeste	3939701	2560203	Sa. de Alvear		763	E	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
92	Alvear	3940980	2560779	Sa. de Alvear		736	N	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
93	Trinidad	3941869	2563255	Sa. de Alvear		633	NO	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
94	Trinidad	3941107	2563371	Sa. de Alvear		706	S	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
95	Trinidad	3941493	2563453	Sa. de Alvear		707	NO	Col	Fm. Beauvoir	no	no	-
96		3940140	2566065	Sa. de Alvear		583	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
97		3939246	2566112	Sa. de Alvear		552	S	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
98		3940367	2566156	Sa. de Alvear		583	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
99		3939885	2566189	Sa. de Alvear		593	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
100		3939722	2566267	Sa. de Alvear		589	SO	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
101		3939437	2566289	Sa. de Alvear		578	S	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
102		3939904	2566290	Sa. de Alvear		588	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
103		3939890	2566417	Sa. de Alvear		592	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
104		3940106	2566475	Sa. de Alvear		588	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
105		3940290	2566487	Sa. de Alvear		587	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
106		3939981	2566538	Sa. de Alvear		598	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-

107		3938230	2567563	Sa. de Alvear		716	SO	Ladera	Fm. Lemaire	no	no	-
108		3938760	2567829	Sa. de Alvear		816	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
109		3938692	2568005	Sa. de Alvear		814	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
110		3940952	2571979	Sa. de Alvear		520	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
111	Raquel	3936303	2576634	Sa. de Alvear		719	O	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
112		3936970	2577149	Sa. de Alvear		605	N	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
113	Los perros	3936767	2577428	Sa. de Alvear		611	N	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
114		3934848	2580530	Sa. de Alvear		437	S	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
115		3934478	2580626	Sa. de Alvear		441	S	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
116		3933573	2530886	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	867	NE	Ladera	Fm. Yahgán	no	si	abajo
117		3932169	2531580	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	1015	NO	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
118		3935875	2532002	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	904	NO	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
119		3930935	2532084	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	965	SE	Circo	Fm. Yahgán	no	si	arriba
120		3931012	2532183	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	966	SE	Circo	Fm. Yahgán	no	si	arriba
121		3932560	2532425	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	996	SE	Col	Fm. Yahgán	no	no	-
122	Chata	3931272	2532563	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	932	SE	Circo	Fm. Yahgán	si	si	arriba
123		3934434	2533023	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	826	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
124	del Silencio	3932515	2533286	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	1022	SE	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
125		3930407	2533631	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	935	N	Circo	Fm. Yahgán	no	si	arriba
126		3932735	2533844	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	1042	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	si	arriba
127	Superior	3935416	2533886	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	587	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
128		3930111	2534067	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	1057	NO	Circo	Fm. Yahgán	no	si	arriba
129		3936396	2534098	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	678	SO	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-

130		3940815	2534135	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	845	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
131	Corazón	3936780	2534209	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	684	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	si	abajo
132		3940683	2534311	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	821	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
133		3940565	2534363	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	819	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
134		3934408	2534560	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	532	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
135		3933813	2534635	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	441	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
136	Superior	3931151	2534878	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	655	E	Valle colgante	Fm. Yahgán	si	si	abajo
137	del Caminante	3931576	2535769	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	598	E	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
138		3935251	2536329	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	677	SE	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
139		3932071	2536476	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	360	SE	Valle colgante	Fm. Yahgán	si	no	-
140		3936021	2539004	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	881	SO	Circo	Fm. Yahgán	si	si	arriba
141		3936995	2541179	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	662	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	si	abajo
142		3935859	2541451	Sa. de Vinciguerra	PNTDF	967	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
143		3934314	2541759	Sa. de Vinciguerra		757	S	Circo	Fm. Lemaire	si	no	-
144	de los Témpanos	3934474	2542963	Sa. de Vinciguerra		740	SE	Circo	Fm. Yahgán	si	no	-
145	Encantada Superior	3934708	2544067	Sa. de Vinciguerra		859	SE	Circo	Fm. Yahgán	si	si	medio
146	Encantada	3933798	2544279	Sa. de Vinciguerra		567	S	Valle colgante	Fm. Yahgán	si	no	-
147	Ocultas	3937331	2544560	Sa. de Vinciguerra		750	NE	Circo	Fm. Lemaire	si	no	-
148	Matamico	3936563	2544865	Sa. de Vinciguerra		895	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
149	Chimango	3936514	2545119	Sa. de Vinciguerra		884	N	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-

150	Cóndor	3936818	2545197	Sa. de Vinciguerra		842	E	Circo	Fm. Lemaire	no	si	arriba
151	Halcón	3936380	2545720	Sa. de Vinciguerra		664	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
152		3936900	2546432	Sa. de Vinciguerra		705	N	Ladera	Fm. Lemaire	no	no	-
153		3936986	2546844	Sa. de Vinciguerra		647	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
154		3936835	2546865	Sa. de Vinciguerra		639	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
155		3928620	2536490	Cn. Martial		779	SO	Circo	Fm. Yahgán	si	si	arriba
156	Margot	3929656	2541565	Cn. Martial	PNTDF	878	SE	Circo	Fm. Yahgán	no	si	abajo
157		3928502	2554815	Sa. de Sorondo		909	E	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
158		3933831	2554823	Sa. de Sorondo		843	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
159	Cinco Hermanos	3931113	2555089	Sa. de Sorondo		816	SO	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
160	Turquesa	3934040	2555152	Sa. de Sorondo		675	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
161	Bélgica	3932780	2555643	Sa. de Sorondo		827	N	Circo	Fm. Beauvoir	si	si	arriba
162		3931829	2556093	Sa. de Sorondo		908	SE	Circo	Fm. Yahgán	si	si	arriba
163	Ausente	3934168	2556110	Sa. de Sorondo		476	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
164		3932872	2556352	Sa. de Sorondo		818	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
165	Holanda	3932030	2556801	Sa. de Sorondo		824	NE	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
166	Submarino	3932452	2557897	Sa. de Sorondo		655	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
167		3931374	2560401	Sa. de Sorondo		754	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
168		3926003	2560853	Sa. de Sorondo		825	SE	Ladera	Fm. Yahgán	si	no	-
169		3931954	2561203	Sa. de Sorondo		564	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
170		3927396	2561484	Sa. de Sorondo		913	SE	Circo	Fm. Yahgán	si	si	arriba
171		3925839	2561525	Sa. de Sorondo		732	SE	Circo	Fm. Yahgán	si	no	-
172		3928739	2562920	Sa. de Sorondo		611	S	Circo	Fm. Lemaire	si	no	-
173		3928114	2563878	Sa. de Sorondo		781	SO	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
174		3930393	2564703	Sa. de Sorondo		756	SE	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
175		3929939	2564901	Sa. de Sorondo		731	E	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
176		3931221	2565825	Sa. de Sorondo		733	N	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
177		3931201	2565954	Sa. de Sorondo		730	NO	Col	Fm. Lemaire	no	no	-

178		3931223	2565998	Sa. de Sorondo		733	NO	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
179		3931063	2566169	Sa. de Sorondo		750	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
180		3930426	2566346	Sa. de Sorondo		715	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
181		3931053	2566383	Sa. de Sorondo		761	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
182		3926882	2566455	Sa. de Sorondo		830	E	Circo	Fm. Yahgán	no	si	arriba
183		3927070	2566753	Sa. de Sorondo		707	E	Circo	Fm. Yahgán	no	si	abajo
184	Diente de Tiburón	3929525	2569772	Sa. de Sorondo		673	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
185		3927850	2570078	Sa. de Sorondo		787	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	si	medio
186		3926026	2570911	Sa. de Sorondo		689	SE	Circo	Fm. Yahgán	si	si	abajo
187		3927398	2577172	Sa. de Sorondo		305	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
188		3921620	2581086	Sa. de Sorondo		755	S	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
189		3922359	2581632	Sa. de Sorondo		685	NE	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
190	Almanza	3921923	2584408	Sa. de Sorondo		360	SE	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
191		3924869	2586753	Sa. de Sorondo		940	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	si	arriba
192	Alma	3922122	2587574	Sa. de Sorondo		841	SE	Circo	Fm. Lemaire	si	si	abajo
193	La Argentina	3933434	2580862	Sa. Lucas Bridges		381	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
194		3936753	2585789	Sa. Lucas Bridges		621	NO	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
195		3933212	2585840	Sa. Lucas Bridges		903	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	si	arriba
196		3935892	2586361	Sa. Lucas Bridges		783	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
197		3934448	2586447	Sa. Lucas Bridges		684	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
198		3934270	2586568	Sa. Lucas Bridges		680	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
199		3932036	2586791	Sa. Lucas Bridges		379	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
200		3934782	2588724	Sa. Lucas Bridges		587	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
201		3932699	2588865	Sa. Lucas Bridges		697	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
202		3932451	2589060	Sa. Lucas Bridges		687	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-

203		3931648	2589529	Sa. Lucas Bridges		616	NE	Circo	Fm. Lemaire	si	no	-
204		3934052	2592358	Sa. Lucas Bridges		656	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
205		3933761	2592730	Sa. Lucas Bridges		639	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
206		3933101	2593554	Sa. Lucas Bridges		680	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
207		3932735	2595718	Sa. Lucas Bridges		638	SE	Circo	Fm. Lemaire	si	si	abajo
208		3930226	2596078	Sa. Lucas Bridges		820	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
209		3930148	2596191	Sa. Lucas Bridges		818	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
210		3929357	2596464	Sa. Lucas Bridges		681	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
211		3930059	2596615	Sa. Lucas Bridges		739	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
212		3933315	2597114	Sa. Lucas Bridges		845	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
213		3931016	2597477	Sa. Lucas Bridges		390	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	si	no	-
214		3928804	2598804	Sa. Lucas Bridges		278	S	Fondo de valle	Fm. Lemaire	no	no	-
215		3937750	2599182	Sa. Lucas Bridges		641	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
216		3929510	2600490	Sa. Lucas Bridges		845	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
217		3931225	2600603	Sa. Lucas Bridges		675	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
218		3934756	2600803	Sa. Lucas Bridges		837	SO	Circo	Fm. Lemaire	si	si	abajo
219		3934356	2601155	Sa. Lucas Bridges		831	SO	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
220		3934825	2601174	Sa. Lucas Bridges		864	SO	Circo	Fm. Lemaire	si	si	arriba
221		3936192	2601977	Sa. Lucas Bridges		708	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
222		3935258	2602921	Sa. Lucas Bridges		770	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-

223		3935974	2603687	Sa. Lucas Bridges		639	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
224		3932148	2605036	Sa. Lucas Bridges		480	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
225		3931224	2605100	Sa. Lucas Bridges		508	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
226		3933680	2605149	Sa. Lucas Bridges		438	NE	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
227		3932500	2605475	Sa. Lucas Bridges		431	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
228		3931053	2605649	Sa. Lucas Bridges		388	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
229		3930506	2618573	Sa. Lucas Bridges		743	NE	Circo	metasedimentitas marinas	no	no	-
230		3930063	2619060	Sa. Lucas Bridges		738	SE	Circo	metasedimentitas marinas	no	no	-
231		3929441	2630788	Sa. Lucio López		610	SE	Circo	metasedimentitas marinas	no	no	-
232		3928794	2630808	Sa. Lucio López		566	SE	Circo	metasedimentitas marinas	no	no	-
233		3928175	2631164	Sa. Lucio López		505	SE	Valle colgante	metasedimentitas marinas	no	no	-
234		3930217	2631652	Sa. Lucio López		530	SE	Valle colgante	metasedimentitas marinas	no	no	-
235		3930090	2632284	Sa. Lucio López		487	SE	Valle colgante	metasedimentitas marinas	no	no	-
236		3929756	2632569	Sa. Lucio López		453	SE	Valle colgante	metasedimentitas marinas	no	no	-
237		3927318	2637457	Sa. Lucio López		301	S	Valle colgante	metasedimentitas marinas	no	no	-
238		3929322	2639569	Sa. Lucio López		739	N	Circo	metasedimentitas marinas	no	si	arriba
239		3926741	2642305	Sa. Lucio López		706	SE	Circo	metasedimentitas marinas	no	si	arriba
240		3926820	2642984	Sa. Lucio López		654	SO	Circo	metasedimentitas marinas	no	si	arriba
241		3917681	2643693	Sa. Lucio López		451	NO	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
242		3926060	2644957	Sa. Lucio López		739	N	Circo	metasedimentitas marinas	no	no	-
243		3913332	2650719	Sa. Lucio López		646	SE	Circo	Fm. Yahgán	no	si	arriba

244		3918989	2650925	Sa. Lucio López		612	NE	Circo	metasedimentitas marinas	no	si	arriba
245		3913825	2651231	Sa. Lucio López		640	SE	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
246		3912516	2651456	Sa. Lucio López		381	SO	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
247		3909088	2653026	Sa. Lucio López		421	N	Ladera	Fm. Yahgán	no	no	-
248		3918900	2653040	Sa. Lucio López		513	NE	Circo	metasedimentitas marinas	no	si	arriba
249		3912491	2653966	Sa. Lucio López		631	SO	Circo	Fm. Yahgán	no	si	arriba
250		3913649	2654698	Sa. Lucio López		437	NE	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
251		3908970	2654867	Sa. Lucio López		529	SE	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
252		3912407	2654932	Sa. Lucio López		607	SE	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
253		3913125	2654986	Sa. Lucio López		423	NE	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
254		3907510	2657501	Sa. Lucio López		545	NE	Circo	Fm. Yahgán	no	no	-
255		3908631	2670258	Sa. Lucio López		389	N	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
256		3907748	2671246	Sa. Lucio López		602	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
257		3909218	2672402	Sa. Lucio López		283	N	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
258		3907734	2672669	Sa. Lucio López		522	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
259		3908644	2672920	Sa. Lucio López		371	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
260		3909188	2673298	Sa. Lucio López		270	NO	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
261		3904845	2674160	Sa. Lucio López		439	S	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
262		3910149	2675228	Sa. Lucio López		135	N	Valle colgante	Depositos glaciarios	no	no	-
263		3908810	2675830	Sa. Lucio López		150	N	Valle colgante	Depositos glaciarios	no	no	-
264		3904683	2678125	Sa. Lucio López		391	SE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
265		3908566	2682529	Sa. Lucio López		542	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
266		3908020	2686398	Sa. Lucio López		529	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
267		3906869	2712248	Montes Atocha		428	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
268		3906407	2712847	Montes Atocha		431	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
269		3906692	2713721	Montes Atocha		211	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
270		3909643	2714562	Montes Atocha		286	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
271		3909358	2714933	Montes Atocha		404	NO	Col	Fm. Lemaire	no	no	-
272		3909352	2716132	Montes Atocha		298	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
273		3909299	2716638	Montes Atocha		232	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-

274		3909675	2717849	Montes Atocha		411	E	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
275	Pirámide	3908673	2718236	Montes Atocha		323	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
276		3907734	2719009	Montes Atocha		383	SE	Ladera	Fm. Lemaire	no	no	-
277		3906794	2731685	Montes Negros		393	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
278		3910067	2731938	Montes Negros		306	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
279		3907370	2732076	Montes Negros		336	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
280		3908802	2732125	Montes Negros		310	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
281		3907276	2732196	Montes Negros		331	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
282		3910352	2732246	Montes Negros		345	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
283		3909845	2732686	Montes Negros		363	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
284		3910020	2732787	Montes Negros		367	SO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
285		3910845	2733058	Montes Negros		365	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
286		3911219	2733270	Montes Negros		345	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
287		3914435	2733404	Montes Negros		299	NO	Circo	Fm. Beauvoir	no	no	-
288		3908709	2733605	Montes Negros		244	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
289		3911008	2734292	Montes Negros		327	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
290		3910859	2734730	Montes Negros		288	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
291		3910726	2734735	Montes Negros		287	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
292		3910104	2734872	Montes Negros		221	SE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
293		3910849	2734901	Montes Negros		284	NE	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
294		3911326	2735426	Montes Negros		147	NE	Valle colgante	Fm. Lemaire	no	no	-
295		3917203	2619965	Cordón No-top		565	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
296		3916899	2620584	Cordón No-top		552	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
297		3915848	2620611	Cordón No-top		561	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
298		3915976	2621499	Cordón No-top		559	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
299		3915940	2621682	Cordón No-top		558	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
300		3916480	2621891	Cordón No-top		551	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
301		3916120	2622053	Cordón No-top		549	SE	Superficie de	Fm. Yahgán	no	no	-

								erosión glacial				
302		3914861	2623058	Cordón No-top		481	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
303		3915203	2623436	Cordón No-top		482	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
304		3914908	2623533	Cordón No-top		483	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
305		3914726	2623798	Cordón No-top		478	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
306		3913391	2624511	Cordón No-top		436	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
307		3913991	2625592	Cordón No-top		389	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
308		3913330	2625668	Cordón No-top		383	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
309		3913165	2628487	Cordón No-top		407	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
310		3913129	2628928	Cordón No-top		405	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
311		3913119	2629851	Cordón No-top		395	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
312		3912799	2630055	Cordón No-top		399	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
313		3913770	2630456	Cordón No-top		427	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
314		3912515	2630549	Cordón No-top		385	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
315		3912699	2630591	Cordón No-top		389	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
316		3913802	2630611	Cordón No-top		426	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
317		3912450	2630998	Cordón No-top		384	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
318		3913515	2631795	Cordón No-top		481	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
319		3913783	2632072	Cordón No-top		477	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
320		3912955	2632085	Cordón No-top		481	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
321		3913352	2632356	Cordón No-top		486	SE	Superficie de	Fm. Yahgán	no	no	-

								erosión glacial				
322		3913070	2633090	Cordón No-top		455	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
323		3912679	2633291	Cordón No-top		459	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
324		3912525	2633959	Cordón No-top		421	SE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
325		3909647	2647998	Punta Moat		360	N	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
326		3909624	2648383	Punta Moat		359	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
327		3909140	2648463	Punta Moat		368	N	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
328		3909436	2648668	Punta Moat		363	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
329		3909046	2648917	Punta Moat		366	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
330		3907919	2651444	Punta Moat		216	SE	Valle colgante	Fm. Yahgán	no	no	-
331	Quintana	3935838	2616314	Sa. Lucas Bridges		500	SE	Col	metasedimentitas marinas	no	no	-
332		3937148	2595622	Sa. Lucas Bridges		733	NO	Circo	Fm. Lemaire	no	no	-
333	Alta	3939144	2598279	Sa. Lucas Bridges		295	NE	Valle colgante	Depósitos glaciarios	no	no	-
334	Len	3931572	2620999	Sa. Lucas Bridges		305	SE	Valle colgante	Turbales	no	no	-
335		3924194	2600948	Co. Flat Top		437	NE	Superficie de erosión glacial	Fm. Yahgán	no	no	-
336	Arcoiris	3937417	2549985	Valle de Carbajal		163	E	Fondo de valle	Turbales	no	no	-
337	Victoria	3929024	2583724	Valle de Lasifashaj		118	SE	Fondo de valle	Turbales	no	no	-
338	Margarita	3945678	2565198	Sa. de Alvear		97	N	Fondo de valle	Depósitos glaciarios	no	no	-
339	Palacios	3948735	2563838	Sa. de Alvear		40	N	Fondo de valle	Depósitos glaciarios	no	no	-
340	Bombilla	3948652	2565408	Sa. de Alvear		40	N	Fondo de valle	Depósitos glaciarios	no	no	-
341	Escondido	3942760	2577667	Sa. de Alvear		131	NE	Fondo de valle	Fm. Beauvoir	no	no	-
342	San Ricardo	3940576	2581953	Sa. de Alvear		120	NE	Fondo de valle	Depósitos glaciarios	no	no	-
343	Santa Laura	3944026	2585406	Sa. de Alvear		111	NE	Fondo de valle	Depósitos glaciarios	no	no	-

344	Negra	3956405	2611146	Sa. de Beauvoir		41	S	Fondo de valle	Depósitos glaciarios	no	no	-
345 <sup>a</sup>	Fagnano	3952967	2568362	0	PNTDF	40	E	Fondo de valle	Depósitos glaciarios	si	no	-
346 <sup>b</sup>	Acigami	3926879	2522957	0	PNTDF	17	SE	Fondo de valle	Fm. Lapataia	si	si	Abajo

<sup>a</sup> Su superficie se extiende en los territorios de Argentina y Chile.

<sup>b</sup> Su superficie se extiende en los territorios de Argentina y Chile.

**Tabla 2:** Parámetros morfométricos de lagunas y lagos de los Andes Fueguinos.

ID	Nombre	Latitud (Y)	Longitud (X)	Perímetro (m)	Área (m <sup>2</sup> )	Área (km <sup>2</sup> )	Desarrollo del perímetro (DL)	Hutchinson (1957)	Timms (1992)
1		3968988	2525872	220	2829	0,003	1,17	Circular	Circular
2		3968955	2527953	647	25066	0,025	1,15	Circular	Circular
3		3966663	2528375	1363	68530	0,069	1,47	Irregular	Irregular
4		3968774	2528996	468	11514	0,012	1,23	Circular	Circular
5		3962466	2529375	604	16881	0,017	1,31	Circular	Subcircular
6		3966414	2529382	876	16605	0,017	1,92	Irregular	Irregular
7		3965400	2529409	424	6770	0,007	1,45	Elíptica	Subcircular
8		3966139	2529935	1078	38073	0,038	1,56	Elíptica	Triangular
9		3969899	2530269	108	769	0,001	1,09	Circular	Circular
10		3961068	2530615	307	5265	0,005	1,2	Circular	Circular
11		3965700	2530866	2426	131496	0,131	1,89	Elíptica	Triangular
12		3969945	2531372	318	7188	0,007	1,06	Circular	Circular
13		3967051	2535713	263	3209	0,003	1,31	Circular	Subcircular
14		3961344	2535800	430	7901	0,008	1,36	Circular	Subcircular
15		3960160	2536006	487	12128	0,012	1,25	Circular	Circular
16		3963734	2538142	318	5390	0,005	1,22	Circular	Circular
17		3963724	2538566	687	17072	0,017	1,48	Elíptica	Subcircular
18		3960394	2539230	235	3594	0,004	1,1	Circular	Circular
19		3961314	2539466	206	1749	0,002	1,39	Circular	Subcircular
20		3961757	2539539	316	6393	0,006	1,12	Circular	Circular
21		3961208	2539715	267	5196	0,005	1,05	Circular	Circular
22		3961130	2545494	204	2553	0,003	1,14	Circular	Circular
23		3964189	2547226	749	38640	0,039	1,07	Circular	Circular
24		3959020	2551803	656	14461	0,014	1,54	Elíptica	Triangular
25		3959107	2554114	1145	37212	0,037	1,67	Elíptica	Triangular
26		3959903	2554274	1129	65118	0,065	1,25	Circular	Circular

27		3962644	2562011	1582	109237	0,109	1,35	Irregular	Irregular
28	Gasperi	3942667	2525683	5754	845795	0,846	1,76	Irregular	Irregular
29		3943779	2525690	1131	32820	0,033	1,76	Elíptica	Triangular
30		3943668	2525925	323	5219	0,005	1,26	Circular	Subcircular
31	de San Rafael	3944404	2526163	3704	251848	0,252	2,08	Irregular	Irregular
32	de San Rafael	3944786	2526289	1877	105728	0,106	1,63	Irregular	Irregular
33		3942938	2527289	635	12477	0,012	1,6	Elíptica	Triangular
34		3938418	2527335	1056	48078	0,048	1,36	Circular	Subcircular
35		3940605	2527733	252	4069	0,004	1,11	Circular	Circular
36		3947255	2528118	617	14080	0,014	1,47	Elíptica	Subcircular
37	Lago Alto	3942821	2530614	8603	1460474	1,460	2,01	Irregular	Irregular
38		3947345	2533755	616	16624	0,017	1,35	Circular	Subcircular
39		3947467	2533760	804	21346	0,021	1,55	Elíptica	Triangular
40		3946744	2533784	1656	40431	0,040	2,32	Elíptica	Subrectangular
41		3944098	2533960	818	31316	0,031	1,3	Circular	Subcircular
42		3947001	2534042	2995	66438	0,066	3,28	Irregular	Irregular
43		3947684	2534194	495	9784	0,010	1,41	Elíptica	Subcircular
44		3947304	2534210	343	6630	0,007	1,19	Circular	Circular
45		3945054	2534370	1382	85760	0,086	1,33	Circular	Subcircular
46		3947544	2534374	584	14331	0,014	1,38	Circular	Subcircular
47		3947823	2534395	711	11682	0,012	1,86	Elíptica	Triangular
48		3948569	2534895	362	7296	0,007	1,2	Circular	Circular
49		3944424	2537629	259	4559	0,005	1,08	Circular	Circular
50		3945016	2538014	1042	40645	0,041	1,46	Elíptica	Subcircular
51		3943794	2538848	482	15807	0,016	1,08	Circular	Circular
52		3947633	2539350	983	58551	0,059	1,15	Circular	Circular
53		3943151	2541437	453	9258	0,009	1,33	Circular	Subcircular
54	Paso Valdivieso	3942302	2541473	1188	94838	0,095	1,09	Circular	Circular
55		3943373	2541625	295	4332	0,004	1,26	Circular	Subcircular
56		3943762	2541635	860	30207	0,030	1,4	Circular	Subcircular

57		3943222	2541640	260	4751	0,005	1,06	Circular	Circular
58	Mariposa	3944655	2541792	2833	287187	0,287	1,49	Elíptica	Subcircular
59		3945057	2541933	751	17776	0,018	1,59	Elíptica	Triangular
60		3946314	2542135	220	3006	0,003	1,13	Circular	Circular
61		3945252	2542192	2283	139736	0,140	1,72	Irregular	Irregular
62		3945812	2542507	1295	84537	0,085	1,26	Circular	Subcircular
63		3944124	2542645	1324	31556	0,032	2,1	Irregular	Irregular
64		3944536	2542778	275	4357	0,004	1,18	Circular	Circular
65		3941843	2543064	892	29179	0,029	1,47	Elíptica	Subcircular
66		3940907	2543132	1013	66060	0,066	1,11	Circular	Circular
67		3947997	2543210	3009	202133	0,202	1,89	Irregular	Irregular
68		3943173	2543636	444	7137	0,007	1,48	Elíptica	Subcircular
69		3941606	2544253	305	5589	0,006	1,15	Circular	Circular
70		3942548	2544900	303	4835	0,005	1,23	Circular	Circular
71		3941116	2545065	342	5624	0,006	1,29	Circular	Subcircular
72		3944289	2545394	375	7728	0,008	1,2	Circular	Circular
73		3943604	2545478	559	19573	0,020	1,13	Circular	Circular
74	Azul	3943991	2545597	1038	59690	0,060	1,2	Circular	Circular
75		3946069	2546126	564	9697	0,010	1,62	Irregular	Irregular
76		3946790	2546299	728	30099	0,030	1,18	Circular	Circular
77	de las Yeguas	3948348	2546487	1143	45025	0,045	1,52	Irregular	Irregular
78		3942610	2548298	978	14954	0,015	2,26	Irregular	Irregular
79	Lola	3942919	2548395	2387	130660	0,131	1,86	Irregular	Irregular
80	Ceniza	3940392	2550299	1038	42248	0,042	1,42	Elíptica	Subcircular
81		3942776	2550297	329	5505	0,006	1,25	Circular	Circular
82	Camila	3944115	2551516	850	39520	0,040	1,21	Circular	Circular
83		3942487	2552383	180	2333	0,002	1,05	Circular	Circular
84		3943315	2554377	1219	35939	0,036	1,81	Irregular	Irregular
85		3942798	2554725	2368	243245	0,243	1,35	Circular	Subcircular
86	Ojo del Albino	3940648	2554972	1894	210963	0,211	1,16	Circular	Circular
87	Esmeralda	3938863	2556118	1323	100301	0,100	1,18	Circular	Circular

88		3942491	2556146	2324	294575	0,295	1,21	Circular	Circular
89	Francia	3941119	2558036	359	6310	0,006	1,27	Circular	Subcircular
90		3941328	2558468	273	3338	0,003	1,33	Circular	Subcircular
91	Celeste	3939701	2560203	518	12618	0,013	1,3	Circular	Subcircular
92	Alvear	3940980	2560779	1692	126172	0,126	1,34	Circular	Subcircular
93	Trinidad	3941869	2563255	914	38210	0,038	1,32	Circular	Subcircular
94	Trinidad	3941107	2563371	1157	83135	0,083	1,13	Circular	Circular
95	Trinidad	3941493	2563453	884	44550	0,045	1,18	Circular	Circular
96		3940140	2566065	1011	37560	0,038	1,47	Irregular	Irregular
97		3939246	2566112	818	25986	0,026	1,43	Irregular	Irregular
98		3940367	2566156	1694	61031	0,061	1,93	Irregular	Irregular
99		3939885	2566189	222	1550	0,002	1,59	Irregular	Irregular
100		3939722	2566267	975	50476	0,050	1,22	Irregular	Irregular
101		3939437	2566289	247	2294	0,002	1,45	Irregular	Irregular
102		3939904	2566290	501	5575	0,006	1,89	Irregular	Irregular
103		3939890	2566417	362	4702	0,005	1,49	Irregular	Irregular
104		3940106	2566475	627	15054	0,015	1,44	Irregular	Irregular
105		3940290	2566487	453	8480	0,008	1,39	Irregular	Irregular
106		3939981	2566538	188	2064	0,002	1,17	Irregular	Irregular
107		3938230	2567563	257	4143	0,004	1,12	Circular	Circular
108		3938760	2567829	470	10278	0,010	1,31	Circular	Subcircular
109		3938692	2568005	268	2996	0,003	1,38	Circular	Subcircular
110		3940952	2571979	590	22255	0,022	1,12	Circular	Circular
111	Raquel	3936303	2576634	399	8090	0,008	1,25	Circular	Circular
112		3936970	2577149	380	9681	0,010	1,09	Circular	Circular
113	Los perros	3936767	2577428	1369	80937	0,081	1,36	Circular	Subcircular
114		3934848	2580530	972	19778	0,020	1,95	Irregular	Irregular
115		3934478	2580626	764	25872	0,026	1,34	Circular	Subcircular
116		3933573	2530886	293	5211	0,005	1,14	Circular	Circular
117		3932169	2531580	273	4919	0,005	1,1	Circular	Circular
118		3935875	2532002	412	9900	0,010	1,17	Circular	Circular

119		3930935	2532084	212	2432	0,002	1,21	Circular	Circular
120		3931012	2532183	250	3780	0,004	1,14	Circular	Circular
121		3932560	2532425	190	2311	0,002	1,12	Circular	Circular
122	Chata	3931272	2532563	350	6636	0,007	1,21	Circular	Circular
123		3934434	2533023	1433	51150	0,051	1,79	Irregular	Irregular
124	del Silencio	3932515	2533286	673	25995	0,026	1,18	Circular	Circular
125		3930407	2533631	405	9023	0,009	1,2	Circular	Circular
126		3932735	2533844	299	5030	0,005	1,19	Circular	Circular
127	Superior	3935416	2533886	5112	671765	0,672	1,76	Irregular	Irregular
128		3930111	2534067	328	4911	0,005	1,32	Circular	Subcircular
129		3936396	2534098	171	1377	0,001	1,3	Circular	Subcircular
130		3940815	2534135	326	5684	0,006	1,22	Circular	Circular
131	Corazón	3936780	2534209	2072	93195	0,093	1,91	Irregular	Irregular
132		3940683	2534311	233	2805	0,003	1,24	Circular	Circular
133		3940565	2534363	620	15189	0,015	1,42	Elíptica	Subcircular
134		3934408	2534560	1421	51220	0,051	1,77	Elíptica	Triangular
135		3933813	2534635	2009	63642	0,064	2,25	Irregular	Irregular
136	Superior	3931151	2534878	1853	61844	0,062	2,1	Irregular	Irregular
137	del Caminante	3931576	2535769	1798	86072	0,086	1,73	Elíptica	Triangular
138		3935251	2536329	1328	75048	0,075	1,37	Irregular	Irregular
139		3932071	2536476	1066	18762	0,019	2,2	Irregular	Irregular
140		3936021	2539004	331	5836	0,006	1,22	Circular	Circular
141		3936995	2541179	1301	69149	0,069	1,4	Circular	Subcircular
142		3935859	2541451	410	7374	0,007	1,35	Circular	Subcircular
143		3934314	2541759	257	2266	0,002	1,52	Elíptica	Triangular
144	de los Témpanos	3934474	2542963	1255	49686	0,050	1,59	Irregular	Irregular
145	Encantada Superior	3934708	2544067	810	35627	0,036	1,21	Circular	Circular
146	Encantada	3933798	2544279	892	41592	0,042	1,23	Circular	Circular
147	Oculto	3937331	2544560	811	30957	0,031	1,3	Circular	Subcircular
148	Matamico	3936563	2544865	463	8217	0,008	1,44	Elíptica	Subcircular
149	Chimango	3936514	2545119	261	3937	0,004	1,17	Circular	Circular

150	Cóndor	3936818	2545197	213	2889	0,003	1,12	Circular	Circular
151	Halcón	3936380	2545720	310	6721	0,007	1,07	Circular	Circular
152		3936900	2546432	432	7428	0,007	1,42	Elíptica	Subcircular
153		3936986	2546844	538	13917	0,014	1,29	Circular	Subcircular
154		3936835	2546865	226	2955	0,003	1,17	Circular	Circular
155		3928620	2536490	276	2852	0,003	1,46	Elíptica	Subcircular
156	Margot	3929656	2541565	312	6316,56	0,006	1,11	Circular	Circular
157		3928502	2554815	175	1884	0,002	1,14	Circular	Circular
158		3933831	2554823	125	860	0,001	1,21	Circular	Circular
159	Cinco Hermanos	3931113	2555089	805	28430	0,028	1,35	Circular	Subcircular
160	Turquesa	3934040	2555152	433	12056	0,012	1,11	Circular	Circular
161	Bélgica	3932780	2555643	176	1807	0,002	1,17	Circular	Circular
162		3931829	2556093	219	3060	0,003	1,12	Circular	Circular
163	Ausente	3934168	2556110	422	9323	0,009	1,23	Circular	Circular
164		3932872	2556352	366	7312	0,007	1,21	Circular	Circular
165	Holanda	3932030	2556801	564	17169	0,017	1,21	Circular	Circular
166	Submarino	3932452	2557897	2178	75897	0,076	2,23	Irregular	Irregular
167		3931374	2560401	287	5483	0,005	1,09	Circular	Circular
168		3926003	2560853	262	3045	0,003	1,34	Circular	Subcircular
169		3931954	2561203	1060	43931	0,044	1,43	Elíptica	Subcircular
170		3927396	2561484	331	5923	0,006	1,21	Circular	Circular
171		3925839	2561525	624	19668	0,020	1,26	Circular	Subcircular
172		3928739	2562920	318	6713	0,007	1,09	Circular	Circular
173		3928114	2563878	270	4443	0,004	1,14	Circular	Circular
174		3930393	2564703	279	4604	0,005	1,16	Circular	Circular
175		3929939	2564901	365	6322	0,006	1,3	Irregular	Irregular
176		3931221	2565825	215	2388	0,002	1,24	Circular	Circular
177		3931201	2565954	119	652	0,001	1,32	Circular	Subcircular
178		3931223	2565998	96	494	0,000	1,22	Circular	Circular
179		3931063	2566169	277	4187	0,004	1,21	Circular	Circular
180		3930426	2566346	416	8141	0,008	1,3	Circular	Subcircular

181		3931053	2566383	218	2587	0,003	1,21	Circular	Circular
182		3926882	2566455	289	5772	0,006	1,07	Circular	Circular
183		3927070	2566753	443	10198	0,010	1,24	Circular	Circular
184	Diente de Tiburón	3929525	2569772	2131	186828	0,187	1,39	Circular	Subcircular
185		3927850	2570078	232	3446	0,003	1,11	Circular	Circular
186		3926026	2570911	655	23006	0,023	1,22	Circular	Circular
187		3927398	2577172	1137	43105	0,043	1,55	Elíptica	Triangular
188		3921620	2581086	453	11498	0,011	1,19	Circular	Circular
189		3922359	2581632	699	28404	0,028	1,17	Circular	Circular
190	Almanza	3921923	2584408	2868	347603	0,348	1,37	Circular	Subcircular
191		3924869	2586753	390	3042	0,003	1,99	Irregular	Irregular
192	Alma	3922122	2587574	298	5949	0,006	1,09	Circular	Circular
193	La Argentina	3933434	2580862	2072	203035	0,203	1,3	Circular	Subcircular
194		3936753	2585789	895	36058	0,036	1,33	Circular	Subcircular
195		3933212	2585840	376	6298	0,006	1,34	Circular	Subcircular
196		3935892	2586361	907	47641	0,048	1,17	Circular	Circular
197		3934448	2586447	1332	68544	0,069	1,43	Elíptica	Subcircular
198		3934270	2586568	519	13101	0,013	1,28	Circular	Subcircular
199		3932036	2586791	1328	60960	0,061	1,52	Elíptica	Triangular
200		3934782	2588724	1888	209405	0,209	1,16	Circular	Circular
201		3932699	2588865	1398	68136	0,068	1,51	Elíptica	Triangular
202		3932451	2589060	539	11339	0,011	1,43	Elíptica	Subcircular
203		3931648	2589529	1994	192008	0,192	1,28	Circular	Subcircular
204		3934052	2592358	774	27372	0,027	1,32	Circular	Subcircular
205		3933761	2592730	2209	191900	0,192	1,42	Elíptica	Subcircular
206		3933101	2593554	556	13547	0,014	1,35	Circular	Subcircular
207		3932735	2595718	1127	49742	0,050	1,42	Elíptica	Subcircular
208		3930226	2596078	320	5812	0,006	1,18	Circular	Circular
209		3930148	2596191	288	5512	0,006	1,1	Circular	Circular
210		3929357	2596464	363	8239	0,008	1,13	Circular	Circular
211		3930059	2596615	740	29867	0,030	1,21	Circular	Circular

212		3933315	2597114	1717	135145	0,135	1,32	Circular	Subcircular
213		3931016	2597477	1005	61438	0,061	1,14	Circular	Circular
214		3928804	2598804	2293	288038	0,288	1,21	Circular	Circular
215		3937750	2599182	761	33787	0,034	1,17	Circular	Circular
216		3929510	2600490	628	20101	0,020	1,25	Circular	Circular
217		3931225	2600603	710	22721	0,023	1,33	Circular	Subcircular
218		3934756	2600803	281	5143	0,005	1,1	Circular	Circular
219		3934356	2601155	480	12423	0,012	1,22	Circular	Circular
220		3934825	2601174	809	28744	0,029	1,35	Circular	Subcircular
221		3936192	2601977	1103	44410	0,044	1,48	Elíptica	Subcircular
222		3935258	2602921	363	8186	0,008	1,13	Circular	Circular
223		3935974	2603687	678	22934	0,023	1,26	Circular	Subcircular
224		3932148	2605036	1104	44881	0,045	1,47	Elíptica	Subcircular
225		3931224	2605100	1230	54668	0,055	1,48	Elíptica	Subcircular
226		3933680	2605149	2048	175437	0,175	1,38	Circular	Subcircular
227		3932500	2605475	2620	217402	0,217	1,58	Elíptica	Triangular
228		3931053	2605649	773	25817	0,026	1,36	Circular	Subcircular
229		3930506	2618573	309	5208	0,005	1,21	Circular	Circular
230		3930063	2619060	252	3263	0,003	1,24	Circular	Circular
231		3929441	2630788	774	32930	0,033	1,2	Circular	Circular
232		3928794	2630808	693	28086	0,028	1,17	Circular	Circular
233		3928175	2631164	824	43557	0,044	1,11	Circular	Circular
234		3930217	2631652	456	14088	0,014	1,08	Circular	Circular
235		3930090	2632284	1365	70157	0,070	1,45	Elíptica	Subcircular
236		3929756	2632569	546	17606	0,018	1,16	Circular	Circular
237		3927318	2637457	3098	430797	0,431	1,33	Circular	Subcircular
238		3929322	2639569	484	14978	0,015	1,11	Circular	Circular
239		3926741	2642305	377	10224	0,010	1,05	Circular	Circular
240		3926820	2642984	380	7897	0,008	1,21	Circular	Circular
241		3917681	2643693	1183	77469	0,077	1,2	Circular	Circular
242		3926060	2644957	277	5674	0,006	1,04	Circular	Circular

243		3913332	2650719	497	13246	0,013	1,22	Circular	Circular
244		3918989	2650925	636	29523	0,030	1,04	Circular	Circular
245		3913825	2651231	542	20164	0,020	1,08	Circular	Circular
246		3912516	2651456	1231	56942	0,057	1,46	Elíptica	Subcircular
247		3909088	2653026	254	3558	0,004	1,2	Circular	Circular
248		3918900	2653040	359	6304	0,006	1,28	Circular	Subcircular
249		3912491	2653966	544	18508	0,019	1,13	Circular	Circular
250		3913649	2654698	698	17490	0,017	1,49	Elíptica	Subcircular
251		3908970	2654867	282	4256	0,004	1,22	Circular	Circular
252		3912407	2654932	360	7422	0,007	1,18	Circular	Circular
253		3913125	2654986	977	29194	0,029	1,61	Irregular	Irregular
254		3907510	2657501	210	2610	0,003	1,16	Circular	Circular
255		3908631	2670258	819	43025	0,043	1,11	Circular	Circular
256		3907748	2671246	312	6465	0,006	1,09	Circular	Circular
257		3909218	2672402	1081	47346	0,047	1,4	Circular	Subcircular
258		3907734	2672669	303	6546	0,007	1,05	Circular	Circular
259		3908644	2672920	1239	104018	0,104	1,08	Circular	Circular
260		3909188	2673298	1788	92987	0,093	1,65	Irregular	Irregular
261		3904845	2674160	574	14123	0,014	1,36	Circular	Subcircular
262		3910149	2675228	3193	594362	0,594	1,17	Circular	Circular
263		3908810	2675830	2670	379333	0,379	1,22	Circular	Circular
264		3904683	2678125	822	42390	0,042	1,13	Circular	Circular
265		3908566	2682529	563	21535	0,022	1,08	Circular	Circular
266		3908020	2686398	217	3055	0,003	1,11	Circular	Circular
267		3906869	2712248	249	3081	0,003	1,26	Circular	Subcircular
268		3906407	2712847	332	4782	0,005	1,35	Circular	Subcircular
269		3906692	2713721	368	8739	0,009	1,11	Circular	Circular
270		3909643	2714562	442	14138	0,014	1,05	Circular	Circular
271		3909358	2714933	318	7071	0,007	1,07	Circular	Circular
272		3909352	2716132	511	15064	0,015	1,17	Circular	Circular
273		3909299	2716638	1189	68720	0,069	1,28	Circular	Subcircular

274		3909675	2717849	506	13286	0,013	1,24	Circular	Circular
275	Pirámide	3908673	2718236	411	11890	0,012	1,06	Circular	Circular
276		3907734	2719009	225	3152	0,003	1,13	Circular	Circular
277		3906794	2731685	245	3601	0,004	1,15	Circular	Circular
278		3910067	2731938	830	20538	0,021	1,63	Irregular	Irregular
279		3907370	2732076	294	5011	0,005	1,17	Circular	Circular
280		3908802	2732125	1117	47489	0,047	1,45	Irregular	Irregular
281		3907276	2732196	573	20914	0,021	1,12	Circular	Circular
282		3910352	2732246	566	16934	0,017	1,23	Circular	Circular
283		3909845	2732686	762	23827	0,024	1,39	Circular	Subcircular
284		3910020	2732787	608	16458	0,016	1,34	Circular	Subcircular
285		3910845	2733058	575	8039	0,008	1,81	Irregular	Irregular
286		3911219	2733270	684	23098	0,023	1,27	Circular	Subcircular
287		3914435	2733404	1093	69922	0,070	1,17	Circular	Circular
288		3908709	2733605	1435	84074	0,084	1,4	Circular	Subcircular
289		3911008	2734292	370	6754	0,007	1,27	Circular	Subcircular
290		3910859	2734730	652	10600	0,011	1,79	Irregular	Irregular
291		3910726	2734735	406	8012	0,008	1,28	Circular	Subcircular
292		3910104	2734872	1365	104551	0,105	1,19	Circular	Circular
293		3910849	2734901	222	2601	0,003	1,23	Circular	Circular
294		3911326	2735426	541	13860	0,014	1,3	Circular	Subcircular
295		3917203	2619965	1319	44130	0,044	1,77	Irregular	Irregular
296		3916899	2620584	1273	43154	0,043	1,73	Irregular	Irregular
297		3915848	2620611	395	10485	0,010	1,09	Circular	Circular
298		3915976	2621499	741	31192	0,031	1,18	Circular	Circular
299		3915940	2621682	326	6476	0,006	1,14	Circular	Circular
300		3916480	2621891	628	18667	0,019	1,3	Circular	Subcircular
301		3916120	2622053	796	32035	0,032	1,25	Circular	Circular
302		3914861	2623058	1952	70788	0,071	2,07	Irregular	Irregular
303		3915203	2623436	597	16275	0,016	1,32	Circular	Subcircular
304		3914908	2623533	305	5677	0,006	1,14	Circular	Circular

305		3914726	2623798	953	40864	0,041	1,33	Irregular	Irregular
306		3913391	2624511	608	17864	0,018	1,28	Circular	Subcircular
307		3913991	2625592	267	4279	0,004	1,15	Circular	Circular
308		3913330	2625668	414	9881	0,010	1,17	Circular	Circular
309		3913165	2628487	254	3716	0,004	1,18	Circular	Circular
310		3913129	2628928	628	17077	0,017	1,36	Circular	Subcircular
311		3913119	2629851	397	8048	0,008	1,25	Circular	Circular
312		3912799	2630055	245	3551	0,004	1,16	Circular	Circular
313		3913770	2630456	650	22171	0,022	1,23	Circular	Circular
314		3912515	2630549	300	4908	0,005	1,21	Circular	Circular
315		3912699	2630591	284	3185	0,003	1,42	Elíptica	Subcircular
316		3913802	2630611	266	4655	0,005	1,1	Circular	Circular
317		3912450	2630998	180	2069	0,002	1,12	Circular	Circular
318		3913515	2631795	775	26387	0,026	1,35	Circular	Subcircular
319		3913783	2632072	375	7697	0,008	1,21	Circular	Circular
320		3912955	2632085	464	14642	0,015	1,08	Circular	Circular
321		3913352	2632356	352	6123	0,006	1,27	Circular	Subcircular
322		3913070	2633090	997	28530	0,029	1,67	Elíptica	Triangular
323		3912679	2633291	604	16212	0,016	1,34	Circular	Subcircular
324		3912525	2633959	696	25839	0,026	1,22	Circular	Circular
325		3909647	2647998	540	16485	0,016	1,19	Circular	Circular
326		3909624	2648383	636	19768	0,020	1,28	Irregular	Irregular
327		3909140	2648463	1725	40568	0,041	2,42	Elíptica	Subrectangular
328		3909436	2648668	685	29433	0,029	1,13	Circular	Circular
329		3909046	2648917	528	12838	0,013	1,31	Circular	Subcircular
330		3907919	2651444	1635	94755	0,095	1,5	Irregular	Irregular
331	Quintana	3935838	2616314	1475	131764	0,132	1,15	Circular	Circular
332		3937148	2595622	523	17020	0,017	1,13	Circular	Circular
333	Alta	3939144	2598279	3813	782057	0,782	1,22	Circular	Circular
334	Len	3931572	2620999	8880	2501789	2,502	1,58	Elíptica	Subrectangular

335		3924194	2600948	1593	114734	0,115	1,33	Circular	Subcircular
336	Arcoiris	3937417	2549985	2080	196869	0,197	1,32	Circular	Subcircular
337	Victoria	3929024	2583724	1245	87666	0,088	1,19	Circular	Circular
338	Margarita	3945678	2565198	5433	834283	0,834	1,68	Elíptica	Subrectangular
339	Palacios	3948735	2563838	1712	177181	0,177	1,15	Circular	Circular
340	Bombilla	3948652	2565408	2749	360370	0,360	1,29	Circular	Subcircular
341	Lago Escondido	3942760	2577667	17847	6232660	6,233	2,02	Irregular	Irregular
342	San Ricardo	3940576	2581953	11680	3054948	3,055	1,89	Elíptica	Subrectangular
343	Santa Laura	3944026	2585406	6121	1101447	1,101	1,65	Elíptica	Subrectangular
344	Negra	3956405	2611146	4210	537664	0,538	1,62	Elíptica	Subrectangular
345 <sup>a</sup>	Fagnano <sup>1</sup>	3952967	2568362	265193	590726900,8	590,727	3,08	Elíptica	Subrectangular
346 <sup>b</sup>	Acigami <sup>2</sup>	3926879	2522957	28234	17636348,73	17,636	1,9	Elíptica	Triangular

<sup>1</sup>Su superficie se extiende en los territorios de Argentina y Chile.

<sup>2</sup>Su superficie se extiende en los territorios de Argentina y Chile.