



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

VARIACIONES HIDROCLIMÁTICAS DURANTE LA ÚLTIMA TERMINACIÓN
GLACIAL EN PATAGONIA CENTRAL A PARTIR DEL ESTUDIO DE FACIES
DELTAICAS EN EL LAGO COCHRANE, REGIÓN DE AYSÉN

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE
GEÓLOGA

ALICIA PAZ VÁSQUEZ PARRAGUEZ

PROFESORA GUÍA:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ESTEBAN SAGREDO TAPIA
PATRICIO MORENO MONCADA

Este trabajo ha sido financiado por el Núcleo Milenio Paleoclima y el Proyecto
Fondecyt 1180815

SANTIAGO DE CHILE
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: ALICIA PAZ VÁSQUEZ PARRAGUEZ
FECHA: 2019
PROF. GUÍA: VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

VARIACIONES HIDROCLIMÁTICAS DURANTE LA ÚLTIMA TERMINACIÓN GLACIAL EN PATAGONIA CENTRAL A PARTIR DEL ESTUDIO DE FACIES DELTAICAS EN EL LAGO COCHRANE, REGIÓN DE AYSÉN

En el presente trabajo se realizó un estudio morfoestratigráfico de los deltas emergidos y paleolíneas de costa ubicados en la costa del Lago Cochrane, Región de Aysén, Chile. Este tipo de morfologías son buenos indicadores de paleoniveles, por lo que el objetivo de esta actividad fue determinar las distintas etapas de evolución del lago desde su formación, es decir, desde la Última Terminación Glacial.

La metodología empleada consistió en: (1) la realización de dos campañas de terreno (diciembre de 2018 y agosto de 2019) donde se efectuaron descripciones sedimentológicas y se registraron las elevaciones de las morfologías reconocidas con GPS navegador; (2) estimación de los gradientes de alzamiento asociados a cada etapa del lago; (3) evaluación de las vías de drenaje propuestas en la literatura para cada etapa; (4) selección de datos geocronológicos disponibles en la literatura que permitan definir los límites de edades de cada paleonivel.

Se reconocieron seis niveles de elevaciones a partir de las morfologías estudiadas: 580-600 m, 430-470 m, 320-350 m, 220-230 m, 170-180 m y el nivel actual. Los gradientes de alzamiento estimados para los primeros cuatro niveles fueron: 1.3, 0.8, 0.73 y 0.67 m/km. Usando estos gradientes, fue posible estimar la elevación de los paleoniveles del Lago Cochrane. Para esto se ajustaron las elevaciones del sector Dos Arroyos, ya que presenta el mejor desarrollo de deltas emergidos de cada nivel y cuenta además con datos de GPS diferencial (obtenidos en una campaña de terreno anterior del Núcleo Paleoclima). De este modo, se obtuvieron los siguientes resultados para los primeros cuatro paleoniveles: 480, 380, 280 y 160 m.

Mediante estos análisis se pudieron identificar cuatro etapas principales en la evolución del Lago Cochrane, las cuales se separan de acuerdo a sus respectivas vías de drenaje: (1) a los ~ 21.1 - 19.4 ka, el lago se encontraba conectado con el Valle de Chacabuco a través de Puesto Tejuelas con un nivel de agua de ~ 480 m de elevación y con drenaje hacia el Océano Atlántico a través del Río Caracoles; (2) a los ~ 19.4 ka, ocurre una ruptura de hielo que permite la apertura de Barrancos Col (inicio del drenaje hacia el Pacífico), provocando un descenso del nivel del lago a ~ 380 m que se mantiene hasta ~ 14.0 ka; (3) a ~ 14.0 ka, el retiro del Glaciar Soler habría permitido la unión de las cuencas del Lago Cochrane y General Carrera, iniciándose así el drenaje a través del Río Bayo, con un paleonivel de ~ 280 m; (4) finalmente, a los ~ 11.2 ka, se abre completamente el Valle del Baker, lo cual marca la separación definitiva de los campos de hielo norte y sur. Esto permite el inicio del drenaje por esta vía hacia el Pacífico, la cual se mantiene hasta la actualidad. Los resultados encontrados indican que el nivel 4 (~ 350 m), que presenta la mejor preservación de morfologías en las cuencas de los lagos Cochrane y General Carrera, se habría desarrollado durante la Inversión Fría Antártica (14.7-13.0 ka, Pedro et al. (2016)) y el Dryas Reciente (12.9-11.5 ka, Broecker (2006)), por lo que no es posible descartar la influencia de este último en la zona.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi profesora guía, Valentina Flores, por haberme dado la oportunidad de trabajar en este proyecto, y por su apoyo durante toda la investigación. A los miembros de mi comisión, Esteban Sagredo y Patricio Moreno, por su colaboración y guía en la realización de este trabajo. Al Núcleo Milenio Paleoclima, financiado por la Iniciativa Científica Milenio del Ministerio de Economía, Fomento y Turismo, y al Proyecto Fondecyt 1180815 "Glacial and post-glacial vegetation and climate history of the temperate ecosystem of Chilean central Patagonia (44°-49°S)", que financiaron este trabajo. A las siguientes personas del Núcleo Paleoclimas, Rodrigo Villa, Dalila Briones, Rodrigo Hevia, Mateo Martini, Lucía Guerra y Emilia Fercovich, por su buena disposición, simpatía y consejos en los terrenos, que hicieron las jornadas de trabajo momentos muy gratos, y a Scott Reinhout, por su ayuda y consejos.

A mis profesores de geología, por su enseñanza durante todos estos años. A la gente que conocí en Davis, gracias a quienes desarrollé el interés en el área de paleoclimas.

Agradezco también a mis colegas de Golder, por darme todas las facilidades necesarias para poder terminar la memoria a tiempo.

A todos mis amigos que me acompañaron durante la etapa universitaria, alegrando los momentos de estrés y facilitando un poco más el paso por Beauchef. En especial, agradezco a mis amigas de sección, Cami, Clau, Panchi, Estefi, Karol y Coni, por estar siempre presentes desde el primer día.

Finalmente, agradezco a mi familia, en especial a mi mamá, Coni y Nelson, por su esfuerzo y apoyo incondicional, y por haberme dado todo lo necesario para que pudiera estudiar.

A todos, ¡muchas gracias!

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. Hipótesis de trabajo	3
2. Marco teórico	4
2.1. Geomorfología y sedimentología de deltas sedimentarios	4
2.1.1. Características generales	4
2.1.2. Subambientes de un delta	6
2.1.3. Deltas en ambientes lacustres	10
2.1.4. Deltas emergidos	13
2.2. Otras morfologías importantes	13
2.3. Marco climático	17
2.3.1. Ciclos glaciales-interglaciales	17
2.3.2. Último Máximo Glacial	20
2.3.3. Inversión Fría Antártica	21
2.3.4. Dryas Reciente	23
2.4. Dataciones en el Cuaternario	23
3. Zona de estudio	26
3.1. Descripción general y accesos	26
3.2. Marco geológico	28
3.3. Clima y vegetación	29
3.4. Trabajos previos	31
3.4.1. Mapeos geomorfológicos y geocronología	31
3.4.2. Evolución de los lagos proglaciales	34
4. Metodología	39
4.1. Identificación y caracterización de las morfologías reconocidas en la zona de estudio	39
4.2. Determinación de los paleoniveles del Lago CP a partir de las evidencias geomorfológicas presentes en la zona de estudio	41
4.3. Evaluación de las vías de drenaje de cada paleonivel determinado	42

4.4.	Determinación de la temporalidad de los eventos de drenaje ocurridos en el Lago CP a partir de datos geocronológicos de publicaciones anteriores	42
5.	Resultados	44
5.1.	Identificación y caracterización de las morfologías reconocidas en la zona de estudio	44
5.1.1.	Mapeo geomorfológico en la costa del Lago CP	44
5.1.2.	Mapeo geomorfológico del sector Dos Arroyos	45
5.1.3.	Sedimentología	46
5.2.	Determinación de los paleoniveles del Lago CP a partir de las evidencias geomorfológicas presentes en la zona de estudio	55
5.2.1.	Determinación del gradiente de rebote isostático	55
5.2.2.	Determinación de los paleoniveles del Lago CP	56
5.3.	Evaluación de las posibles vías de drenaje de cada paleonivel determinado	57
5.4.	Determinación de la temporalidad de los eventos de drenaje ocurridos en el Lago CP a partir de datos geocronológicos de publicaciones anteriores	59
6.	Discusiones	60
6.1.	Morfoestratigrafía del Lago CP	60
6.2.	Paleoniveles del Lago Cochrane	61
6.3.	Implicancias paleoclimáticas	64
7.	Conclusiones	66
	Bibliografía	68

Índice de Tablas

5.1. Ajustes de elevaciones según gradientes de rebotes isostáticos.	56
5.2. Gradientes de alzamiento para nivel 6 incluyendo vías de drenaje. . .	58
5.3. Gradientes de alzamiento para nivel 5 incluyendo vías de drenaje. . .	58
5.4. Gradientes de alzamiento para nivel 4 incluyendo vías de drenaje. . .	58

Índice de Figuras

1.1. Extensión del Manto de Hielo Patagónico durante el Último Máximo Glacial (LGM) y ubicación del Campo de Hielo Norte (NPI), Campo de Hielo Sur (SPI) y Cordillera de Darwin (CDI). Obtenido de Thorndyraft et al. (2019).	2
2.1. Tipos de deltas. Obtenido de Nichols (2009).	5
2.2. Perfil de un delta. Se observa la disposición de los depósitos de <i>topset</i> , <i>foreset</i> y <i>bottomset</i> . Obtenido de Reineck Singh (1975).	5
2.3. Perfil de un delta. (a) Muestra el patrón granodecreciente, con material más grueso en el <i>delta-top</i> y material más fino en el <i>prodelta</i> . (b) Progradación de un delta. Modificado de Nichols (2009).	6
2.4. Subambientes depositacionales de un delta. Modificado de Stets & Schäfer (2009).	7
2.5. Delta tipo Gilbert. Obtenido de Nichols (2009).	12
2.6. Fan delta. Obtenido de Arche & Rodríguez (1980).	12
2.7. Componentes sedimentológicos de un delta. (a) Componentes de un delta. Notar que existen dos deltas superpuestos y que ambos han sido deformados por un avance glacial. (b) Respuesta de un delta a un aumento de nivel del lago. (c) Respuesta de un delta a una caída de nivel del lago. Obtenido de Bennett & Glasser (2011).	14
2.8. (a) Paleolíneas de costa en Mono Lake, California, Estados Unidos. (b) Terraza Kame, Waterton Lake International Peace Park, Alberta, Canadá. Obtenida online en: https://www.pbase.com (c) Morrena lateral y terminal en Glaciar Calluqueo, Aysén, Chile. (d) Sandur en glaciar Rendu, Alaska. Obtenida online en: http://www.geo.mtu.edu . (e) Depósito de GLOF en el Valle de Santa Cruz, Cordillera Blanca, Perú. Obtenida online en: http://glofs-database.org/	16
2.9. Series obtenidas del testigo de hielo Vostok para (a) CO_2 , (b) temperatura de la atmósfera (c) CH_4 , (d) δO^{18}_{atm} e (e) insolación en Junio a los $65^\circ N$ (Wm^{-2}). Los valores de mayor peak corresponden a los períodos interglaciales y los más bajos a los períodos glaciales. Obtenido de Petit et al. (1999).	18
2.10. Serie de δO^{18} de múltiples testigos de hielo del último ciclo glacial. Se indican en la figura las oscilaciones de $\sim 23,000$ años, $\sim 41,000$ años y $\sim 100,000$ años. Obtenido de Ruddiman (2001).	19

2.11.	Cambios de órbita y efectos en las glaciaciones. (a) Condiciones favorables para una glaciación. (b) Condiciones favorables en un período interglacial. Obtenido de Ruddiman (2001).	19
2.12.	Reconstrucción CLIMAP del Último Máximo Glacial. Los colores indican la temperatura del océano en grados Celsius para el mes de Agosto, hace 21,000 años atrás. Modificado de Ruddiman (2001). . .	21
2.13.	Reconstrucciones a partir de testigos de hielo para Groenlandia y la Antártica durante los últimos 24,000 años. Se incluye también la concentración de CH_4 y CO_2 atmosférico. YD, Dryas Reciente; B/A, <i>Bolling Allerod</i> ; ACR, Inversión fría Antártica. Modificado de Schmitt et al. (2012).	22
2.14.	Registros paleoclimáticos y modelo de anomalías de temperatura. Se concluye que el ACR tuvo influencia en zonas de latitud mayor a 40°S. Obtenido de Pedro et al. (2016).	22
3.1.	Zona de estudio y accesos.	27
3.2.	Mapa geológico zona de estudio. Modificado de De la Cruz et al. (2004)	30
3.3.	Mapa geomorfológico de la zona de estudio. Modificado de Bendle et al. (2017).	32
3.4.	Datos geocronológicos de la zona de estudio. Ver Anexos 2, 3 y 4. . .	33
3.5.	Deltas del Río Las Dunas, Lago General Carrera. Obtenido de Bell (2008).	36
3.6.	Modelo de evolución para los paleolagos GCBA y CP, propuesto por Thorndycraft et al. (2019)	38
4.1.	(a) Ejemplo de mapeo de paleolíneas de costa (líneas rojas). (b) Ejemplo de mapeo de deltas emergidos (polígonos verdes) y activos (polígonos amarillos).	40
4.2.	Fotografía donde se observa el quiebre de pendiente de un delta emergido	40
5.1.	Mapa geomorfológico de la costa del Lago CP 1:300000. Los números en negro indican elevaciones medidas con GPS navegador (excepto el sector Dos Arroyos donde se utilizó GPS diferencial) en msnm. Los números en rojo indican elevaciones obtenidas de Google Earth, en msnm.	46
5.2.	(a) Fotografía tomada en sector La Ponderosa donde se observan dos niveles de deltas. (b) Fotografía donde se observan dos deltas del sector Dos Arroyos (D4 y D5) y al fondo, la superficie de paleolíneas de costa del sector Buena Vista. (c) Fotografía tomada en sector Buena Vista desde el nivel de ~ 370 m. Se observan dos de los deltas reconocidos. (d) Fotografía tomada en el sector Buena Vista donde se observan dos niveles deltaicos.	47
5.3.	(a) Mapa geomorfológico 1:25000 y elevaciones medidas en el quiebre de pendiente de cada delta con GPS diferencial (excepto en D2, que fue medido con GPS navegador). (b) Perfil de elevación trazado en (a) junto con algunos datos obtenidos del DEM ALOS PALSAR en los quiebres de pendiente de los deltas.	48

5.4.	Fotografía panorámica tomada desde el frente de D5. D4 y D5 se encuentran achurados.	48
5.5.	Sección del afloramiento descrito en D2 y columna estratigráfica. Su ubicación geográfica se puede ver en la Figura 5.3.a.	49
5.6.	(a) Fotografía general del afloramiento descrito en D2. (b) Fotografía de un estrato de sedimentos finos (arena media a gruesa). (c) Fotografía de laminaciones paralelas en sedimentos finos (arena media a gruesa). (d) Fotografía de un estrato de sedimentos gruesos (grava a guijarro). (e) Fotografía de imbricación en sedimentos gruesos (grava a guijarro).	50
5.7.	Fotografía del depósito eólico descrito en D3, compuesto principalmente por arena fina.	51
5.8.	(a) Fotografía del afloramiento descrito en D3. Se observa la división de las unidades I y II. En la Unidad II es posible observar algunas laminaciones paralelas. (b) Fotografía donde se observa la imbricación de los sedimentos.	52
5.9.	Fotografía del afloramiento descrito en D4. Se concluye que la Unidad I corresponde al <i>foreset</i> de D4 y la Unidad II al <i>topset</i> . Ver ubicación en Figura 5.3.a.	52
5.10.	(a) Fotografía general del afloramiento descrito en el sector Frutillar. (b) Fotografía donde se observan las dos unidades reconocidas en este depósito. (c) Fotografía de la Unidad I donde se observa una intercalación de sedimentos gruesos (más claros) y finos (más oscuros). En los sedimentos gruesos se presenta gradación normal. (d) Fotografía de la Unidad II donde se observa una estructura de canal rellena de sedimentos gruesos con gradación normal. (e) Fotografía de la Unidad II donde se observa estratificación cruzada. Ver ubicación en Figura 5.3.a.	54
5.11.	Gradientes de alzamiento por rebote isostático obtenidos para los distintos niveles del Lago CP.	55
5.12.	Extensión de los paleoniveles determinados. (a) Paleonivel 6 ; (b) paleonivel 5 ; (c) paleonivel 4 ; (d) paleonivel 3.	56
5.13.	Gradientes de alzamiento obtenidos para (a) nivel 6, (b) nivel 5, (c) nivel 4 y (d) nivel 3. En la esquina superior derecha de cada gráfico se encuentra la ecuación de la regresión lineal y su coeficiente de correlación.	57
5.14.	Edades seleccionadas para los paleoniveles 6, 5, 4 y 2. Se muestran en la figura también los promedios de edad de algunas morrenas donde n es el número de datos utilizados.	59
6.1.	Etapas propuestas para el desarrollo del Lago CP.	64

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

La Última Transición Glacial-Interglacial (*Last Glacial-Interglacial Transition*, LGIT) corresponde al período de transición entre el último período glacial y el actual período interglacial (Hoek, 2008). Este período se caracteriza por un cambio de condiciones climáticas frías a cálidas, que implicaron grandes transformaciones globales como el derretimiento de los glaciares y el consecuente aumento del nivel del mar en más de 100 m (Ruddiman, 2001). Entender el comportamiento de los hielos durante este período junto con las condiciones climáticas asociadas es de gran importancia para predecir los cambios que ocurrirán frente a futuros cambios climáticos globales.

En este sentido, la Patagonia, chilena y argentina, es un lugar privilegiado para este tipo de estudios ya que aquí existió la mayor extensión glacial del hemisferio sur (fuera de la Antártica) durante el Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM) (Glasser et al., 2008): el Manto de Hielo Patagónico (*Patagonian Ice Sheet*, PIS) (Figura 1.1). Durante el LGIT, el PIS comenzó a retroceder siendo sus remanentes actuales el Campo de Hielo Norte (*Northern Patagonian Icefield*, NPI), Campo de Hielo Sur (*Southern Patagonian Icefield*, SPI) y Cordillera de Darwin (*Cordillera de Darwin Icefield*, CDI) (Glasser et al., 2008) (Figura 1.1).

En Patagonia Central específicamente, existieron dos grandes lóbulos glaciales, que al retirarse dieron origen a los lagos proglaciales General Carrera/Buenos Aires (GCBA) y Cochrane/Pueyrredón (CP). Ambos lagos se ubican al este del Campo de Hielo Norte y desembocan en el Océano Pacífico a través del Río Baker (Figura 3.1). En los últimos años se han propuesto distintos modelos de evolución para estos lagos en base a los datos geomorfológicos y geocronológicos disponibles (Turner et al., 2005; Bell, 2008; Hein et al., 2010; Bourgois et al., 2016; Martinod et al., 2016; Glasser et al., 2016; Thorndycraft et al., 2019). La mayoría de estos modelos concuerdan en que inicialmente estos lagos drenaron hacia el Atlántico y que con el continuo

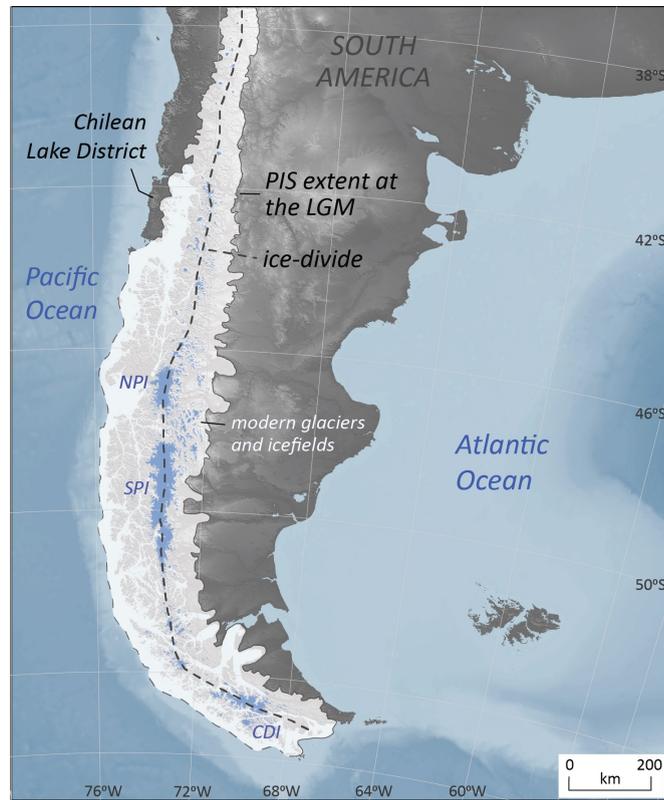


Figura 1.1: Extensión del Manto de Hielo Patagónico durante el Último Máximo Glacial (LGM) y ubicación del Campo de Hielo Norte (NPI), Campo de Hielo Sur (SPI) y Cordillera de Darwin (CDI). Obtenido de Thorndyraft et al. (2019).

retroceso glacial, llegaron a unirse formando un lago unificado en los dos valles. A su vez, el retiro de los hielos permitió eventualmente un cambio en el sentido de drenaje hacia el Océano Pacífico. Finalmente, la configuración actual de los lagos se habría alcanzado con la separación definitiva de los campos de hielo norte y sur, y apertura del Río Baker.

Sin embargo, los mecanismos y temporalidad de la evolución de estos lagos son aún controversiales, dando espacio a una gran variedad de propuestas y dejando una serie de interrogantes aun sin resolver, como por ejemplo, cuál fue la posición del hielo a lo largo del tiempo, cuál fue la influencia de la Inversión fría Antártica y el Dryas Reciente en la dinámica glacial, de qué manera estuvieron conectados los lagos proglaciales, qué mecanismos controlaron los drenajes de cada fase, cómo fue el efecto del rebote isostático, etc. Por lo tanto, se requieren más estudios detallados y robustos en la zona.

Para abordar esta problemática, en este trabajo se estudiarán las morfologías presentes en la costa del Lago CP, las cuales no han sido estudiadas en profundidad como aquellas existentes en el Lago GCBA. Específicamente, se estudiarán deltas emergidos y paleolíneas de costa, ya que son buenos indicadores para determinar paleoniveles del lago (Bendle et al., 2017). Por lo tanto, en base al estudio morfoes-

tratigráfico de estas morfologías se espera contribuir al conocimiento de la evolución del Lago CP. De este modo, se pretende aportar nueva información sobre los eventos ocurridos en Patagonia Central durante el LGIT.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Determinar la evolución del Lago CP durante la última deglaciación mediante el análisis morfoestratigráfico de deltas emergidos y paleolíneas de costa ubicados en la costa del lago, en conjunto con la información geocronológica y geomorfológica disponible en la literatura.

1.2.2. Objetivos específicos

- I. Identificar y caracterizar las morfologías reconocidas en la zona de estudio.
- II. Determinar los paleoniveles del Lago CP a partir de las evidencias geomorfológicas presentes en la zona de estudio.
- III. Evaluar las posibles vías de drenaje de cada paleonivel determinado.
- IV. Determinar la temporalidad de los eventos de drenaje ocurridos en el Lago CP a partir de datos geocronológicos de publicaciones anteriores.

1.3. Hipótesis de trabajo

Existieron al menos seis etapas estables en el Lago Cochrane desde su formación, las cuales fueron controladas principalmente por las condiciones paleoclimáticas de la zona. Por lo tanto, debiese existir evidencia geomorfológica que respalde la existencia de seis paleoniveles y evidencia sedimentológica que sustente cambios climáticos.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Geomorfología y sedimentología de deltas sedimentarios

2.1.1. Características generales

Se define delta como un sistema sedimentario de geometría generalmente convexa que destaca en una costa frente a la desembocadura de un río y que se forma cuando el aporte de sedimentos supera la redistribución por procesos marinos (o lacustres) tales como olas, corrientes marinas y mareas (Arche & Rodríguez, 1989). La forma y facies del delta son variables ya que dependen de factores como el tamaño y descarga de los ríos, la energía del ambiente de deposición, el tamaño de las partículas, la profundidad del agua, entre otros. Algunos de los tipos de deltas encontrados en el mundo se presentan en la Figura 2.1. El delta del Río Nilo se conoce como el delta original ya que fue descrito por primera vez por Herodoto hacia el 450 a.c y dada su forma triangular lo nombraron delta en alusión a la cuarta letra del alfabeto griego Δ (Arche & Rodríguez, 1989; Nichols, 2009).

Un delta se compone comúnmente de depósitos de *topset*, *foreset* y *bottomset* (Figura 2.2). Estos a su vez se componen de unidades más pequeñas depositadas en variados ambientes sedimentarios. Además, existen depósitos marginales que son transiciones entre los depósitos de *bottomset* y los depósitos de subsuperficie que fueron depositados antes de la construcción del delta (Reineck & Singh, 1975).

El proceso de formación de un delta se inicia cuando los ríos cargados de sedimentos entran a un cuerpo de agua de gran magnitud (océano o lago) desacelerando y expandiéndose al dejar de estar confinados. El material más grueso es depositado primero en las aguas más someras cercanas a la desembocadura del río, donde puede ser retrabajado por acción de las olas y mareas. La corriente del río es disipada lejos de la desembocadura y la energía de las olas decrece con la profundidad, provocando

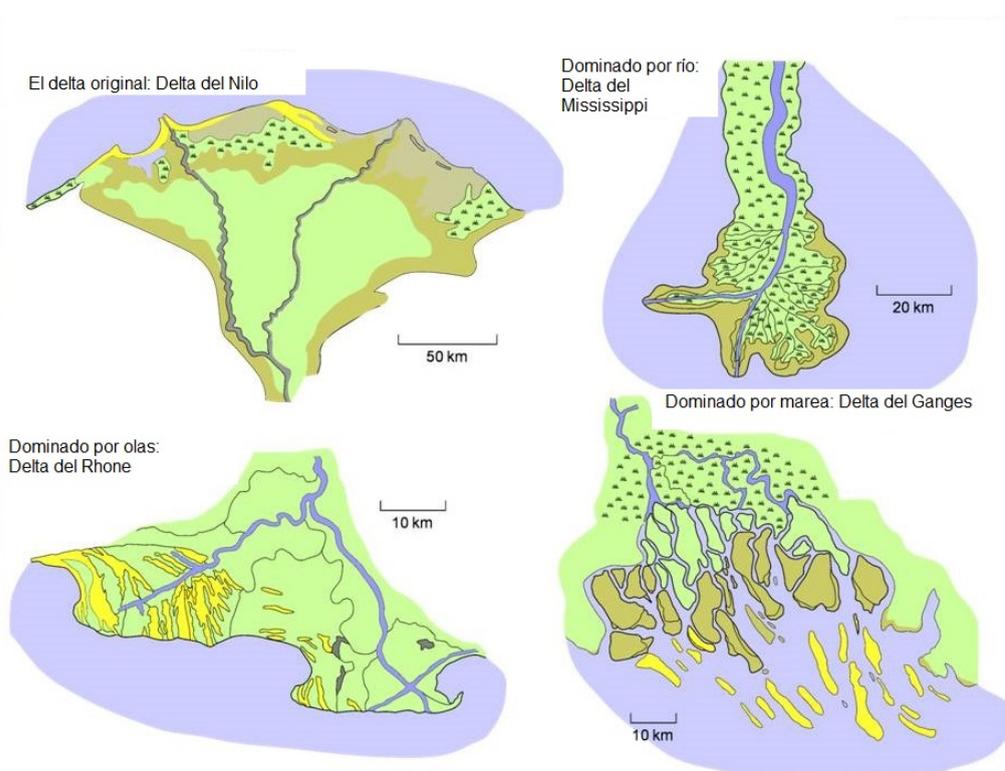


Figura 2.1: Tipos de deltas. Obtenido de Nichols (2009).

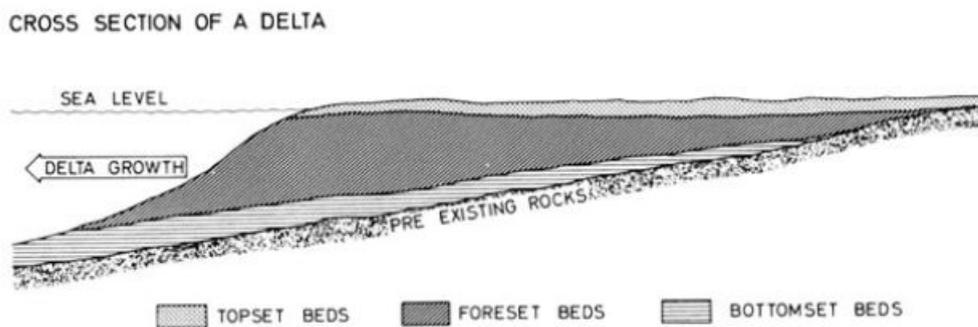


Figura 2.2: Perfil de un delta. Se observa la disposición de los depósitos de *topset*, *foreset* y *bottomset*. Obtenido de Reineck Singh (1975).

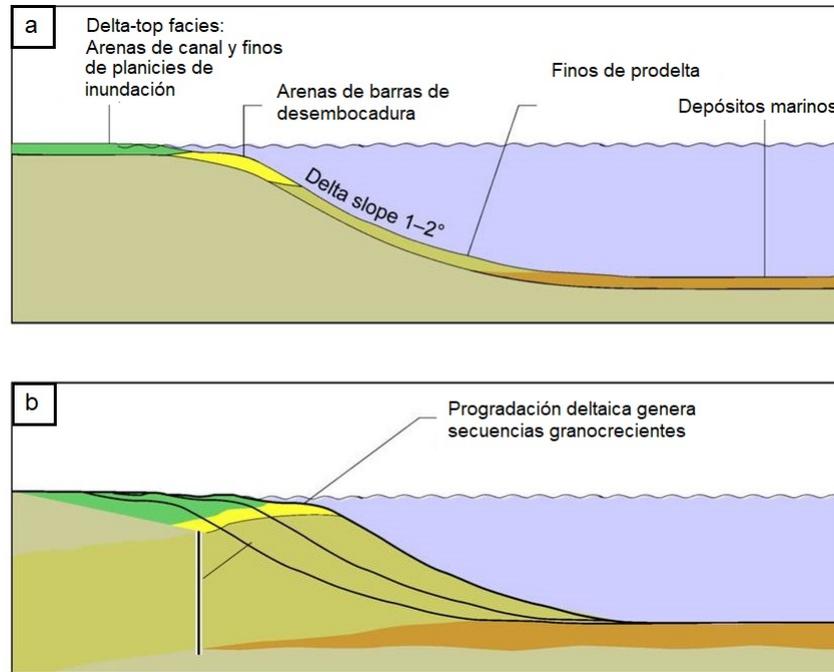


Figura 2.3: Perfil de un delta. (a) Muestra el patrón granodecreciente, con material más grueso en el *delta-top* y material más fino en el *prodelta*. (b) Progradación de un delta. Modificado de Nichols (2009).

que el material más fino sea depositado más lejos. De este modo, se tiene un patrón granocreciente, es decir, los granos de mayor tamaño se encuentran hacia arriba en un afloramiento y los de menor tamaño hacia abajo (Figura 2.3.a). Otra característica importante en la formación de un delta es la progradación de la línea de costa, que consiste en la acumulación de secuencias hacia el cuerpo de agua (Figura 2.3.b), lo cual resulta en facies sucesivamente menos profundas (Arche & Rodríguez, 1989; Nichols, 2009).

2.1.2. Subambientes de un delta

La deposición de los deltas puede ser dividida en dos subambientes principales: llanura deltaica (*delta-top*) y frente deltaico (*delta-front*) (Figura 2.4). La llanura deltaica abarca desde el comienzo del sistema distributivo hasta el inicio del talud. Aquí es posible encontrar una gran variedad de subambientes, los cuales se pueden subdividir en subaéreos o subacuosa. La parte subaérea está dominada por procesos fluviales y en la parte subacuosa predominan los procesos marinos (o lacustres). El frente deltaico es el área de mayor pendiente y tiene una marcada interacción de procesos fluviales y marinos (o lacustres) (Nichols, 2009; Reineck & Singh, 1975).

A continuación, se describen algunos de los subambientes más comunes, basados principalmente en estudios del Delta del Río Mississippi.

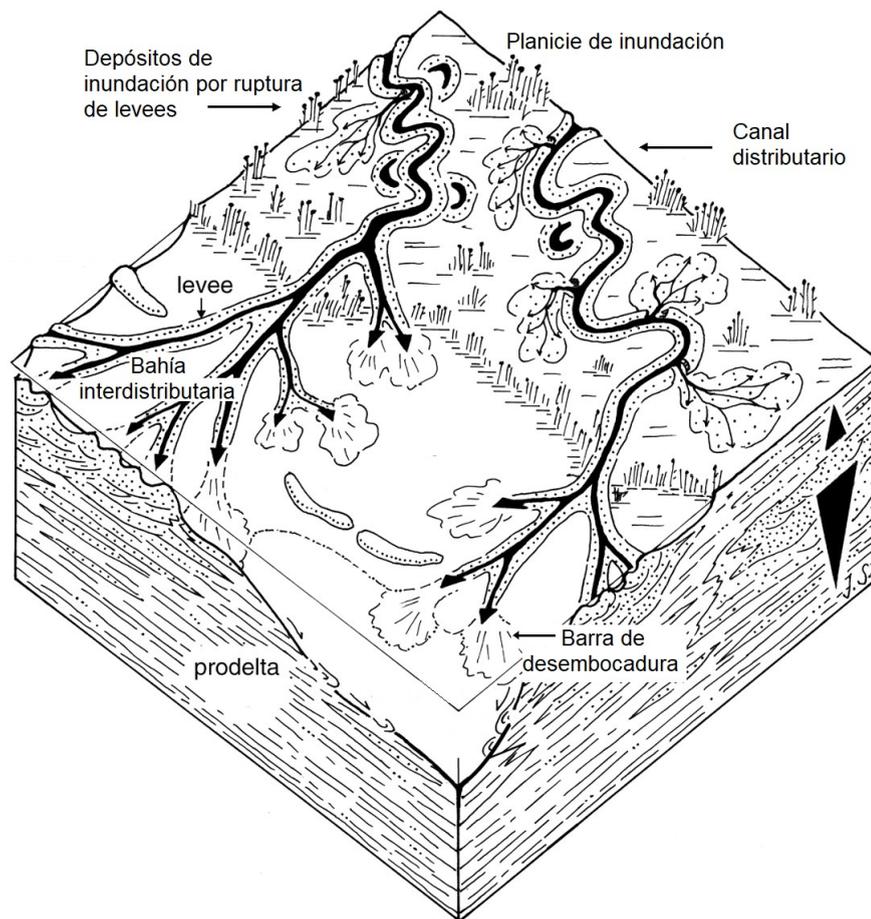


Figura 2.4: Subambientes depositacionales de un delta. Modificado de Stets & Schäfer (2009).

Subambientes del delta-top subaéreo:

- Canal distributivo (*Distributary channel*): El canal fluvial que desemboca en el delta se subdivide progresivamente al acercarse a la desembocadura dando origen a los canales distributivos, los cuales se extienden en el océano o lago. En el delta del Mississippi, estos canales varían en tamaño de 1200 m a 1.5 m de ancho y de 24 a 0.6 m de profundidad. Las facies aquí encontradas son las más gruesas ya que el flujo es lo suficientemente fuerte para transportar y depositar material de carga. Las estructuras sedimentarias más comunes son estratificación cruzada, ondulitas de corriente, marcas de socavación y relleno y superficies de erosión. Algunas capas de arcilla depositadas durante las etapas de bajo flujo del río pueden sobrevivir a la erosión y preservarse bien. La superficie superior de esas capas de arcilla puede presentar estructuras de socavación. Algunos fragmentos de arcilla pueden ser incorporados en los sedimentos. También, son comunes las estructuras de deformación intraformacional, como por ejemplo deslizamientos (slumps) cerca de las paredes del canal (Reineck & Singh, 1975).

- Levée subaéreo (*Subaerial levee*): Son diques elongados formados en las partes laterales de los canales por acumulación de sedimentos. Éstos presentan varios tipos de ondulitas de corriente y laminación irregular, la cual resulta por la interferencia de algunas raíces menores en la sedimentación. Son abundantes los nódulos de hierro y calcio (Reineck & Singh, 1975).

- Planicies de inundación (*Subaerial overbank areas*): En las áreas adyacentes a los canales se pueden formar planicies de inundación, que son áreas de sedimentación por carga suspendida que se depositan cuando los canales exceden los levées naturales e inundan el área (Nichols, 2009). Éstos pueden dar origen a pantanos. Si el pantano tiene un drenaje deficiente, suele tener un alto contenido de materia orgánica, lo cual le da una tonalidad oscura. Ocasionalmente, hay limo finamente laminado dejado por las inundaciones. Hay un alto grado de bioturbación, abundante vida vegetal y son comunes las concreciones de hierro. El contenido de piritita es relativamente alto (0.5 a 3.5%), asociado en general a un alto contenido de materia orgánica. El contenido de carbonato de calcio es bajo. Los pantanos bien drenados son similares a los anteriores, aunque el contenido de materia orgánica es muy bajo. Estos se componen principalmente de arcillas con lentes aislados de limo. A veces se pueden encontrar restos de insectos y charophytes. El contenido de piritita es bajo. Nódulos de carbonato de calcio y de óxidos de hierro son comunes (Reineck & Singh, 1975).

- Depósitos de inundación por ruptura de levées (*Crevasse splays*): Ocurren cuando el flujo de agua del canal principal corta una parte del levée y el agua en exceso abandona el cauce principal creando su propio canal. Generalmente tienen algunos centímetros o metros de ancho, aunque en algunos casos pueden alcanzar los cientos de metros. En cuanto a la granulometría, se componen de granos un poco más gruesos que los encontrados en su respectivo levée. Estos depósitos se extienden como lenguas arenosas sobre la planicie de inundación. Las principales estructuras sedimentarias son estratificación cruzada de baja escala, ondulitas escalonadas, laminación paralela y marcas de socavación y relleno. Las secuencias arenosas suelen

estar cubiertas por sedimentos más finos en su parte superior. También, se pueden encontrar restos fósiles de materiales arrastrados (Reineck & Singh, 1975).

Subambientes del delta-top subacuoso:

- Levée subacuoso (*Subaqueou levee*): Son los diques submarinos que bordean el canal distributivo. Se forman en respuesta a la expansión y hundimiento del canal. Las mareas modifican y controlan su morfología. Se componen de arena fina y limo, con intercalaciones de arcillas y restos de plantas. Dominan las estructuras sedimentarias por acción de las corrientes, como por ejemplo, estratificación cruzada, laminación ondulada, marcas de socavación y relleno, túneles de madrigueras y bolas de arcillas (Reineck & Singh, 1975).

- Bahía interdistributaria (*Interdistributary bay*): Los depósitos de bahías interdistributarias ocurren en deltas con más de un canal distributivo, que permiten el desarrollo de bahías protegidas de las corrientes marinas y mareas (Nichols, 2009). Son áreas de cuerpos de agua abiertos rodeados por levées o pantanos, y conectados al mar abierto generalmente por canales. La deposición en estas áreas ocurre principalmente por dos procesos: los sedimentos finos se depositan por suspensión debido a la ausencia de la acción de olas y los sedimentos gruesos llegan por canales de desborde desde el distributivo adyacente. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación lenticular, laminación paralela con variaciones texturales y tonales, ondulitas de corrientes, marcas de socavación y estructuras de bioturbación. Son abundantes los restos de conchas (Reineck & Singh, 1975).

Subambientes del delta-front:

- Barra de desembocadura proximal (*Distributary mouth bar*): Es un banco de arena formado cerca del límite entre el canal distributivo y el mar. Su formación se debe directamente a la reducción de la velocidad de la corriente alimentadora y la capacidad de transporte de carga. La tasa de sedimentación es excepcionalmente alta. Los sedimentos están expuestos a un retrabajo continuo por corrientes marinas y olas. Estos depósitos se componen principalmente de arena y limo. Usualmente es posible encontrar laminaciones finas de detritos de restos vegetales. Los fragmentos de madera se encuentran bien redondeados. La estructura sedimentaria más común es la estratificación cruzada. También es posible encontrar ondulitas de corriente y de olas (Reineck & Singh, 1975).

- Barra de desembocadura distal (*Distal bar*): La zona que le sigue a la barra de desembocadura (hacia el mar) se conoce como barra distal y se compone principalmente de limos y arcillas depositados bajo altas tasas de sedimentación. Las estructuras sedimentarias más comunes son estratificación cruzada, marcas de socavación y relleno, superficies de erosión y ondulitas. Las estructuras sedimentarias se repiten en un secuencia definida, lo cual sugiere depositación estacional. Además, esta zona es extremadamente favorable para el crecimiento de especies bentónicas, por lo que son muy abundantes las evidencias de bioturbación (como por ejemplo túneles de madrigueras) y restos de conchas (Reineck & Singh, 1975).

- Prodelta: Es la parte más distal y profunda del sistema deltaico. Tiene una pendiente baja y dominan procesos marinos. Son depósitos de transición hacia la plataforma oceánica. Se compone principalmente de sedimentos de grano fino como arcillas y arcillas limosas. Su principal característica son las laminaciones delgadas de limos y arcillas. Cerca del *delta front* los sedimentos son más limosos y es común encontrar laminación paralela y lenticular. Ocasionalmente también es posible encontrar ondulitas y estratificación textural. En la parte más alejada del *delta front* predominan las arcillas y la estratificación textural es menos frecuente, pero la laminación por color se hace más común. También, son comunes los restos de conchas, fragmentos de madera, y evidencias de bioturbación. Es posible encontrar túneles de madriguera bien desarrollados (Reineck & Singh, 1975).

2.1.3. Deltas en ambientes lacustres

Los deltas que desembocan en lagos se forman por procesos similares a los deltas marinos. Cuando la corriente cargada de sedimentos entra al lago se expande, disminuyendo su velocidad y capacidad de transporte, por lo que su carga es depositada. Sin embargo, existen diferencias notables entre los deltas lacustres y marinos. En primer lugar, no existe una diferencia de salinidad entre las masas de agua, por lo que los contrastes de densidad (que determinan si el flujo es hipopícnico o hiperpícnico) dependen directamente de la temperatura y la cantidad de carga que lleva la corriente entrante. En segundo lugar, no existen corrientes de marea que retrabajen activamente el material y las modificaciones del oleaje solo son significativas en lagos muy influenciados por el viento (Arche & Rodríguez, 1989).

A continuación, se describen en mayor detalle dos tipos de deltas asociados a sistemas lacustres: deltas tipo Gilbert y fan deltas.

Deltas tipo Gilbert

Los deltas tipo Gilbert se encuentran ligados a sistemas fluviales y se caracterizan por ser deltas progradantes y de grano grueso. Se forman por descargas de grandes cantidades de sedimentos en un litoral lacustre con un gradiente topográfico medio y alto, y en lagos de profundidad elevada. Presentan una parte central que abarca la mayor parte del cuerpo volumétricamente, formada principalmente por *foresets* de alta pendiente (mayor a 20°) e inclinados hacia el lago. Esta parte constituye el frente deltaico. En áreas sublitorales y en la base del cuerpo deltaico se encuentra el *bottomset* o prodelta, de pendiente muy baja a nula. El techo del delta está definido por el *topset* que suele ser muy plano (Arche & Rodríguez, 1989) (Figura 2.5). La altura del *foreset* es determinada por la profundidad del agua donde se construye el delta, y va desde los pocos metros hasta más de 500 m. Usualmente se encuentran en los bordes de cuencas que tienen márgenes activos como un *rift basin* donde el alzamiento de la corteza genera topografías con fuertes pendientes que proveen de

sedimentos a la cuenca, que a su vez subsidie hasta formar una cuenca profunda y empinada (Nichols, 2009).

El *topset* es un ambiente subaéreo a subacuático. Al igual que en una planicie deltaica de ambiente marino, se pueden desarrollar pantanos, levées, depósitos de inundación por ruptura de levées, canales distributarios e incluso bahías interdistributarias, aunque normalmente este tipo de deltas están alimentados por un solo canal. Por lo tanto, las facies están compuestas de un amplio espectro de tamaños de grano: cuando se desarrollan uno o varios canales distributarios, las facies varían de conglomerados y arenas más o menos gruesas a fangos; en etapas en las que no se produce la llegada y descarga de siliciclastos las condiciones ambientales permiten las acumulaciones de materia orgánica e incluso la formación de láminas de carbonatos. En algunos casos, los sedimentos pueden ser retrabajados por la acción del oleaje en la costa (Arche & Rodríguez, 1989; Nichols, 2009).

En el medio del cuerpo deltaico se encuentran los paquetes de *foreset*, que destacan por su gran ángulo, cercano normalmente a los 30°. Suelen estar compuestos por cantidades variables de conglomerados a arenas masivas o gradadas, depositadas por flujos de detritos en masa o diluidos. Pueden presentar estructuras de corrientes como ondulitas, en muchos casos de tipo escaladoras, lo cual refleja la elevada carga tractiva y en suspensión. Son comunes también las estructuras de deformación sin-sedimentaria por escapes de fluidos, deslizamientos y slumps, debido a la plasticidad de los sedimentos y por estar sobre un terreno inestable de alta pendiente (Arche & Rodríguez, 1989; Nichols, 2009).

El *bottomset* está compuesto principalmente de arcilla y limo, y en menor proporción arena y grava. Las capas del *bottomset* yacen subhorizontalmente y son los productos de turbiditas y deposición en suspensión (Nichols, 2009).

Fan delta

Un fan delta ocurre cuando la parte proximal a media de un abanico aluvial entra en un cuerpo de agua lacustre (Figura 2.6). Estos sistemas son típicos de los márgenes de grabens y semigrabens, asociados a sistemas de rifts, strike slip y forelands. La parte subacuática suele estar formada por facies de grano grueso y frecuentes flujos en masa y flujos de detritos subacuáticos (Arche & Rodríguez, 1989).

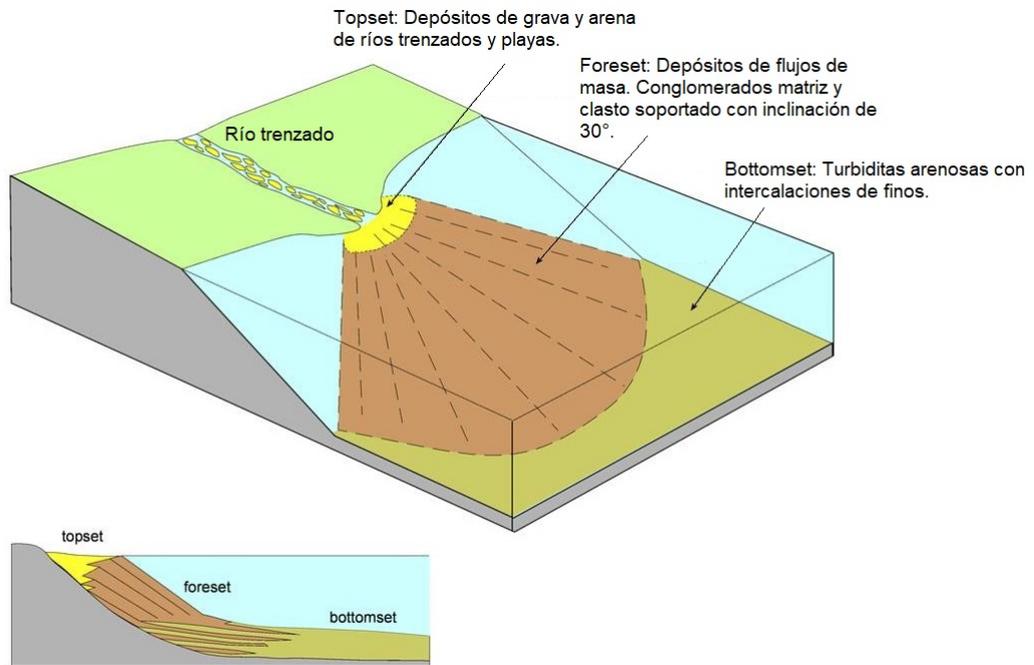


Figura 2.5: Delta tipo Gilbert. Obtenido de Nichols (2009).

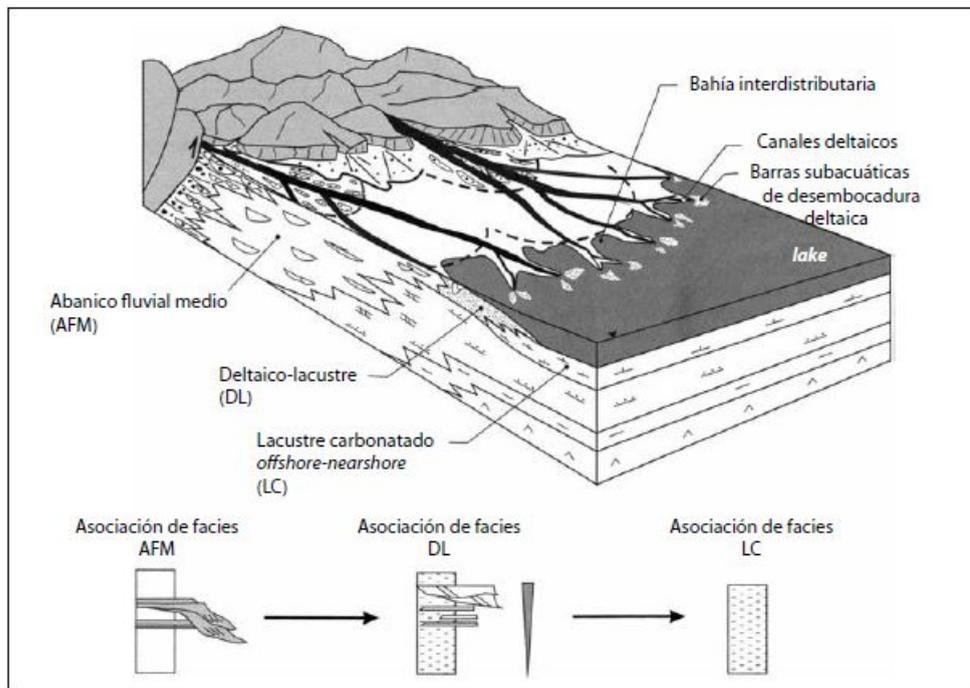


Figura 2.6: Fan delta. Obtenido de Arche & Rodríguez (1980).

2.1.4. Deltas emergidos

Un delta emergido (*raised delta*) corresponde a una acumulación de sedimentos de superficie plana y pendiente suave que se presenta en secuencias escalonadas río arriba de deltas lacustres activos (Figura 2.7) (Bendle et al., 2017). Usualmente, se encuentran flanqueados por paleoplayas. Se forman por cambios en el nivel del cuerpo de agua en el cual desembocan (Figura 2.7.b; Figura 2.7.c) (Bennett & Glasser, 2011).

El quiebre de pendiente en el delta-front indica, aproximadamente, el nivel al cual se formó (Bendle et al., 2017).

2.2. Otras morfologías importantes

En esta sección se describen las morfologías más comunes encontradas en ambientes glaciales, periglaciales y fluviales, y de importancia para el desarrollo de este trabajo.

1. Paleolíneas de costa (*Shorelines o strandlines*): Terrazas continuas y curvilíneas alineadas usualmente de manera paralela al margen de un lago actual (Figura 2.8.a). Pueden extenderse por hasta 10 km (Bendle et al., 2017). Se forman cuando un lago permanece estable a cierto nivel por un período prolongado. El carácter de estas morfologías puede ser depositacional o erosivo (Bennett & Glasser, 2011).
2. Terrazas kame (*Kame terrace*): Se forman cuando un glaciar fluye en un área confinada topográficamente. Al retirarse el glaciar, se acumulan depósitos glaciolacustres entre la pared rocosa y el glaciar dando origen a una superficie relativamente plana conocida como terraza kame. La morfología de una terraza kame depende principalmente de la cantidad de agua generada por el derretimiento del hielo y la pendiente del margen glaciar y de la pared rocosa (Figura 2.8.b) (Bennett & Glasser, 2011).
3. Morrenas (*Moraines*): Acumulaciones de detritos y sedimentos de topografía ondulada con crestas distintivas de relieve positivo que presentan forma de arco y que son depositadas por acción glacial. Las crestas van desde los ~100 m hasta >5000 m de longitud y de los ~30 m a los 300 m de ancho (Bendle et al., 2017). Los tipos de morrenas dependen de su posición a lo largo del glaciar. La mayoría de la carga transportada se encuentra cercana a la superficie en los márgenes laterales. Éstas morrenas se conocen como morrenas laterales (Figura 2.8.c). Si dos glaciares se unen, la morrena lateral ocupa entonces una posición en el medio, la cual recibe el nombre de morrena central. Parte de la carga es también transportada en el interior del glaciar. Si esta carga se deposita en la superficie recibe el nombre de morrena subglacial. En el frente

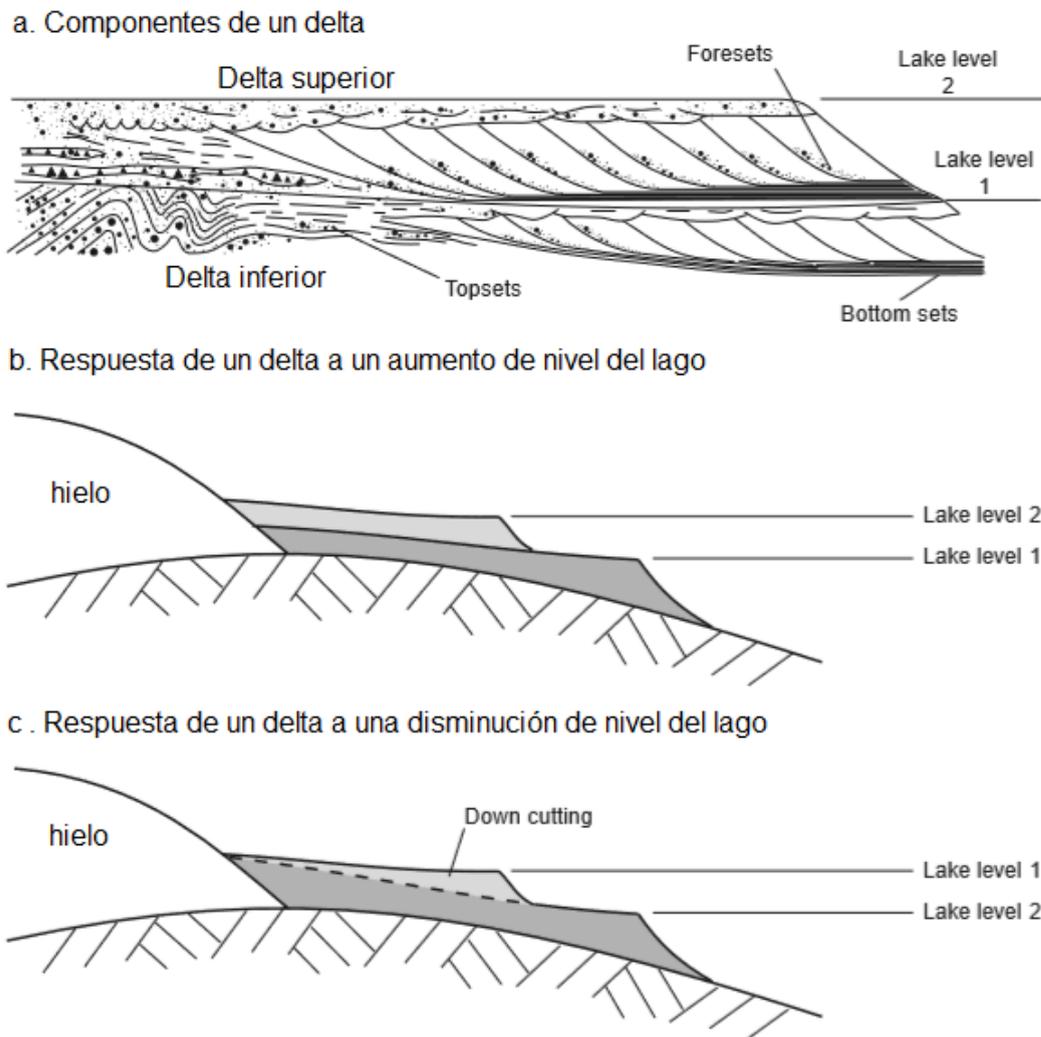


Figura 2.7: Componentes sedimentológicos de un delta. (a) Componentes de un delta. Notar que existen dos deltas superpuestos y que ambos han sido deformados por un avance glacial. (b) Respuesta de un delta a un aumento de nivel del lago. (c) Respuesta de un delta a una caída de nivel del lago. Obtenido de Bennett & Glasser (2011).

del glaciar todos estos tipos de morrenas convergen y se depositan como una morrena terminal (Figura 2.8.c) (Reineck & Singh, 1975). Los depósitos morrénicos se componen de till. El till es material no consolidado de muy mala selección y sin estratificación. Los fragmentos son angulosos e inmaduros. Los constituyentes de los till son productos principalmente de la meteorización mecánica en ambientes fríos, la cual fragmenta la roca. La meteorización química no juega un rol importante, por esta razón, la composición química de los depósitos morrénicos suele ser muy similar a la de su fuente de origen y suelen encontrarse fragmentos líticos inalterados. Otra característica de los depósitos de till es la presencia de harina de roca. Ésta se forma por abrasión glacial y corresponde a fragmentos muy pequeños de distintos minerales. A diferencia de los sedimentos finos producidos por meteorización química, la harina de roca presenta un contenido casi nulo de arcillas, por lo tanto no flocula y tiende a permanecer en suspensión por más tiempo. Esto provoca un color verdoso distintivo en lagos con recarga de derretimiento glacial (Nichols, 2009).

4. Sandur o llanura de salida (*Outwash*): Cuando el frente del glaciar se comienza a derretir libera un gran volumen de agua junto con detritos transportados por el glaciar. Estos flujos se distribuyen como ríos trenzados, abarcando un área amplia conocida como llanura de salida o sandur (nombre islándico) (Figura 2.8.d). Se distinguen de otros depósitos de ríos trenzados por su asociación con otras morfologías glaciales, como por ejemplo morrenas (Nichols, 2009).
5. Depósito de inundación por desborde violento de lago glaciar (*Glacier lake outburst flood o GLOF*): Superficies planas o de poca pendiente compuestas por arena y gravas y elevadas con respecto a los sistemas fluviales actuales. Pueden encontrarse bloques de gran tamaño sobre estas y las superficies suelen encontrarse socavadas por el impacto de los sedimentos. Se forman por inundaciones de gran magnitud producto de desbordes de lagos proglaciares por ruptura de morrenas (Figura 2.8.e) (Bendle et al., 2017).

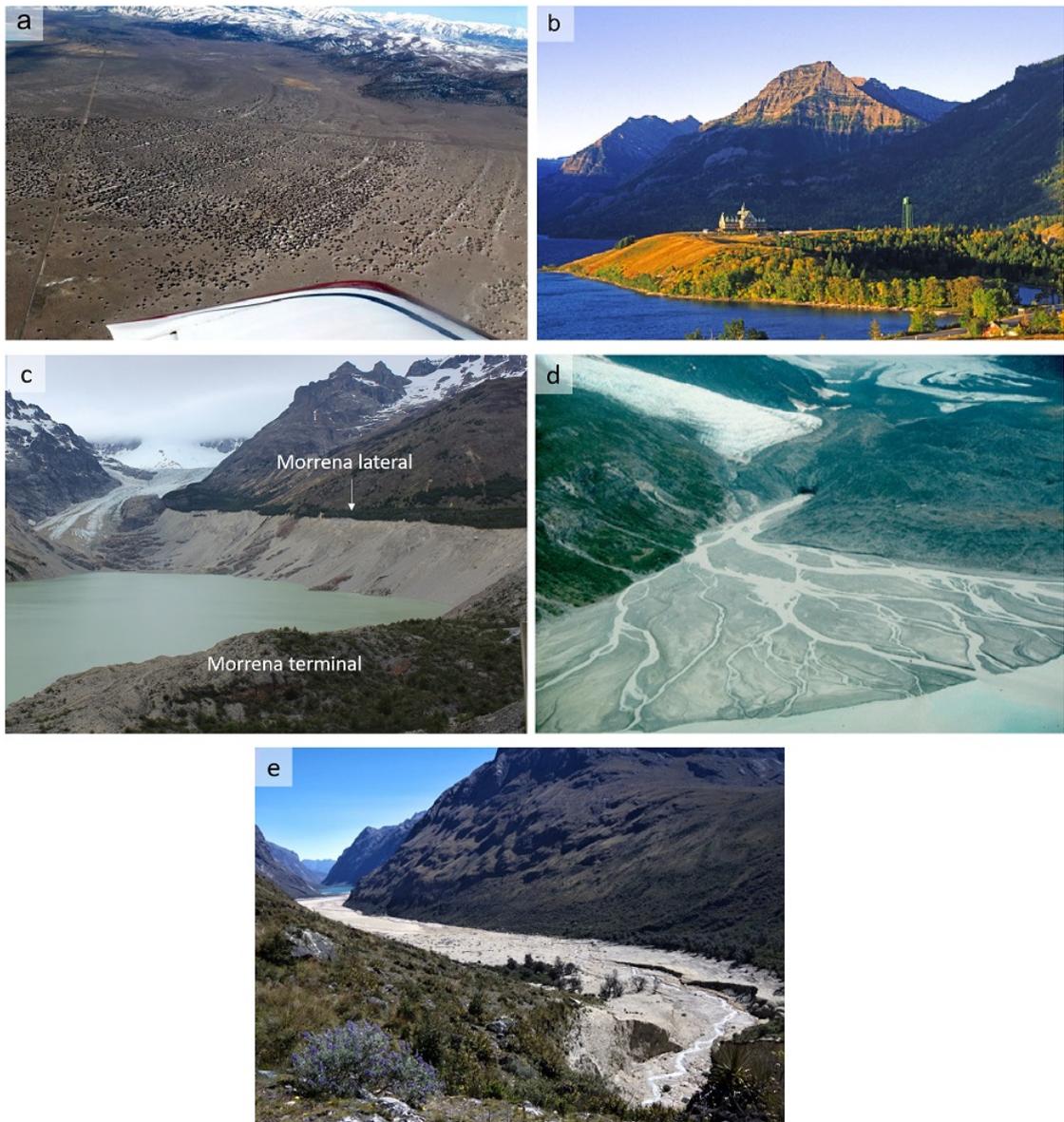


Figura 2.8: (a) Paleolíneas de costa en Mono Lake, California, Estados Unidos. (b) Terraza Kame, Waterton Lake International Peace Park, Alberta, Canadá. Obtenida online en: <https://www.pbase.com> (c) Morrena lateral y terminal en Glaciar Calluqueo, Aysén, Chile. (d) Sandur en glaciar Rendu, Alaska. Obtenida online en: <http://www.geo.mtu.edu>. (e) Depósito de GLOF en el Valle de Santa Cruz, Cordillera Blanca, Perú. Obtenida online en: <http://glofs-database.org/>.

2.3. Marco climático

2.3.1. Ciclos glaciales-interglaciales

Se conoce como período glacial a las épocas de bajas temperaturas donde masas de hielo de proporciones continentales cubren una parte considerable de la superficie terrestre. Asimismo, se conoce como período interglacial a las épocas de mayores temperaturas y sin grandes extensiones de hielo (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2019). Durante aproximadamente los últimos 400,000 años, los períodos glaciales e interglaciales han ocurrido de manera cíclica cada $\sim 100,000$ años, siendo los períodos glaciales de mayor duración que los interglaciales (Petit et al., 1999). En la Figura 2.9 se observan los resultados obtenidos del testigo de hielo Vostok, extraído en la Antártica, para las series de dióxido de carbono, temperatura atmosférica, metano, composición isotópica de oxígeno atmosférico e insolación del hemisferio norte. Para los parámetros de dióxido de carbono, temperatura y metano se observan cinco peaks que destacan por sobre el resto de los datos. Éstos corresponden a períodos cálidos interglaciales, mientras que los períodos comprendidos entre estos corresponden a períodos fríos glaciales. Como se aprecia en la figura, los períodos interglaciales tienen una duración de $\sim 10,000$ años y los períodos glaciales $\sim 90,000$ años. Además, los peaks de alta temperatura coinciden con peaks de alta insolación, los cuales a su vez tienen una fuerte correlación negativa con la composición isotópica de oxígeno atmosférico, lo cual se debe al enriquecimiento de O^{16} en la atmósfera en períodos de alta insolación.

La teoría más aceptada para explicar la ocurrencia de los ciclos glaciales interglaciales, es la del astrónomo serbio Milutin Milankovitch. Esta teoría propone que cuando la insolación en verano es fuerte, más radiación es absorbida en la superficie de la Tierra en latitudes altas, provocando un calentamiento a nivel regional. Esto acelera la ablación de manera que el hielo y la nieve se derriten sin dar pie para avances glaciales (período interglacial). Por otro lado, cuando la insolación en verano es reducida, menos radiación es absorbida en latitudes altas provocando un enfriamiento a nivel regional. Este enfriamiento reduce la ablación en verano permitiendo la acumulación de nieve y por lo tanto, el crecimiento glacial (período glacial) (Ruddiman, 2001).

La insolación que recibe la Tierra depende de tres variables orbitales terrestres: excentricidad, oblicuidad y precesión. La excentricidad hace referencia a la forma de la órbita terrestre en torno al Sol, la cual varía su forma desde casi circular a más elíptica en un período de $\sim 100,000$ años. La oblicuidad corresponde al cambio en el ángulo del eje de rotación de la Tierra, el cual varía entre 21.6° y 24.5° cada $\sim 41,000$ años. Por último, la precesión se refiere al giro del eje de rotación en sentido contrario a la rotación, el cual tiene un período de ocurrencia de $\sim 23,000$ años. Estos tres fenómenos se reflejan claramente en los registros obtenidos de los testigos de hielo, como se indica en la Figura 2.10 del último ciclo glacial (Ruddiman, 2001).

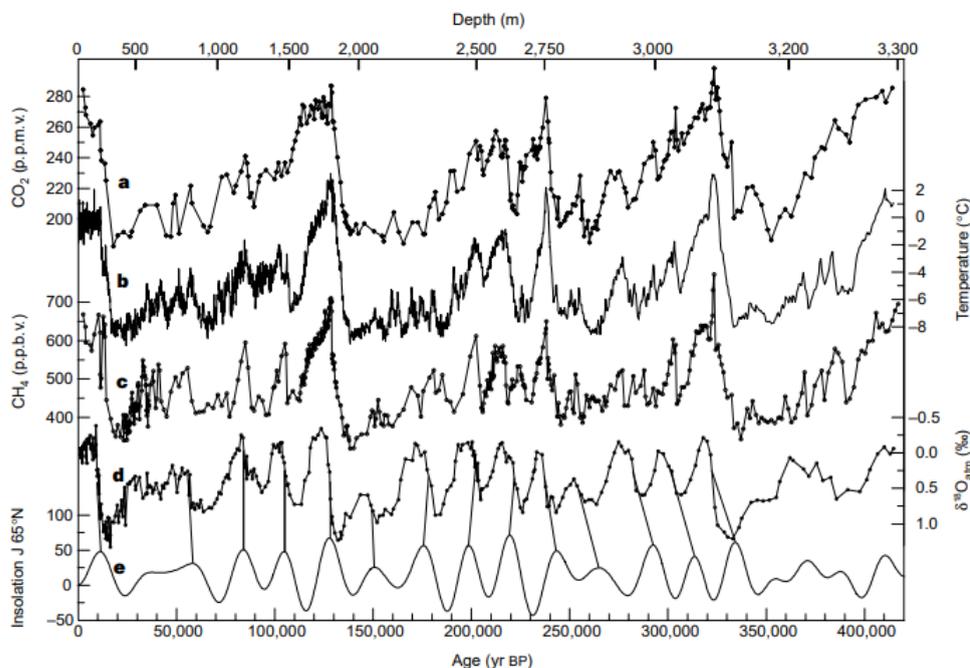


Figura 2.9: Series obtenidas del testigo de hielo Vostok para (a) CO_2 , (b) temperatura de la atmósfera (c) CH_4 , (d) $\delta^{18}O_{atm}$ e (e) insolación en Junio a los $65^\circ N$ (Wm^{-2}). Los valores de mayor peak corresponden a los períodos interglaciales y los más bajos a los períodos glaciales. Obtenido de Petit et al. (1999).

Una insolación débil ocurre cuando la inclinación (oblicuidad) de la Tierra es pequeña, la excentricidad alta y la Tierra se encuentra cerca del afelio (punto más alejado al sol de la órbita terrestre) (Figura 2.11.a). Contrariamente, una insolación fuerte ocurre cuando la excentricidad es baja, la inclinación alta y la Tierra se encuentra cercana al perihelio (Figura 2.11.b) (Ruddiman, 2001). Sin embargo, la insolación por sí sola no es capaz de explicar las variaciones climáticas que han ocurrido en el pasado, lo cual se debe a que las insolaciones calculadas por Milankovitch y otros científicos de la época corresponden a aquellas antes de penetrar la atmósfera. Cuando la radiación solar llega a la Tierra, una parte es absorbida y otra reflejada por la superficie terrestre o las nubes. Durante el Pleistoceno, el clima fue sin duda fuertemente influenciado por el desarrollo de grandes acumulaciones de hielo (Schwarzacher, 1993). Esto se evidencia en el gran efecto que ocurre asociado al ciclo de la excentricidad. En realidad, los cambios de insolación entre afelio y perihelio son cercanos al 15%, mucho menos que lo observado en registros isotópicos (Schwarzacher, 1993). Esto implica que los hielos afectan significativamente el clima; mientras mayor sea la superficie cubierta de hielo, mayor será el albedo y por ende la radiación absorbida será menor, disminuyendo así la temperatura.

Actualmente, la Tierra se encuentra en un período de interglaciación, el cual lleva al menos 11,000 años, convirtiéndolo en el período cálido estable más largo registrado en la Tierra durante los últimos 420,000 años (Petit et al., 1999).

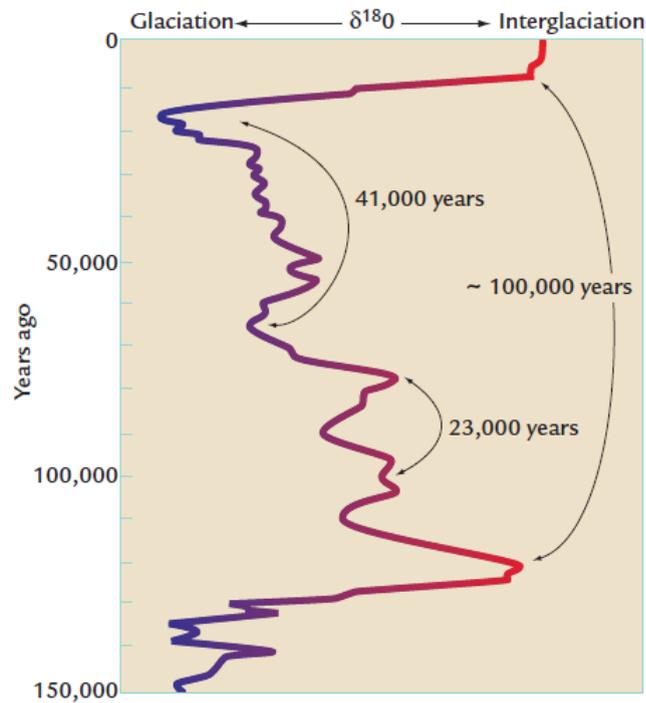


Figura 2.10: Serie de $\delta^{18}O$ de múltiples testigos de hielo del último ciclo glacial. Se indican en la figura las oscilaciones de $\sim 23,000$ años, $\sim 41,000$ años y $\sim 100,000$ años. Obtenido de Ruddiman (2001).

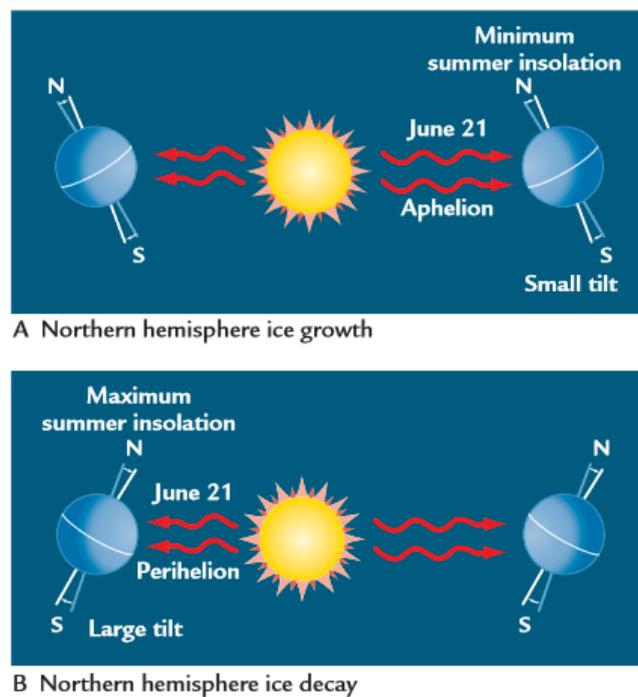


Figura 2.11: Cambios de órbita y efectos en las glaciaciones. (a) Condiciones favorables para una glaciación. (b) Condiciones favorables en un período interglacial. Obtenido de Ruddiman (2001).

2.3.2. Último Máximo Glacial

El Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM) se define convencionalmente como el intervalo más reciente de la historia de la Tierra en el cual las masas de hielo alcanzaron su máximo volumen integrado (Clark et al., 2009). Este episodio ocurrió entre los 26.5 a 19 ka, lo cual se estima a partir del bajo estadio del nivel del mar, de ~ 130 m menor al nivel eustático actual (Clark et al., 2009). Según la reconstrucción realizada por CLIMAP el año 1981 (Figura 2.12), los hielos alcanzaron el 7% de la superficie total de la Tierra y el 25% del área continental, y la temperatura media global fue casi 4°C menor a la actual (Ruddiman, 2001). De acuerdo a los análisis posteriores realizados por Clark & Mix (2002), los límites del hielo durante el LGM serían razonablemente cercanos a los estimados por el proyecto CLIMAP, excepto en el área del mar de Kara (Rusia), donde probablemente la extensión fue menor.

Otra característica importante del LGM fue la existencia de una atmósfera más polvorienta en consecuencia a la acción glacial. Los glaciares generaron grandes cantidades de detritos de todos los tamaños que depositaron principalmente en las morrenas. Estos depósitos fueron posteriormente retrabajados por el agua del derretimiento de los glaciares, separando los granos más finos y formando sandurs en los márgenes glaciales. Usualmente, los márgenes glaciales tienen poca vegetación ya que reciben flujos constantes por derretimiento glacial, exponiendo los sedimentos a más procesos de erosión, que finalmente son retrabajados y transportados por el viento. Esto se evidencia en los testigos de hielo extraídos en la Antártica y Groenlandia, donde es posible encontrar hasta 10 veces más polvo que en otros períodos (Ruddiman, 2001). También, se evidencia en los numerosos depósitos de Loess datados como LGM alrededor del mundo (Ruddiman, 2001).

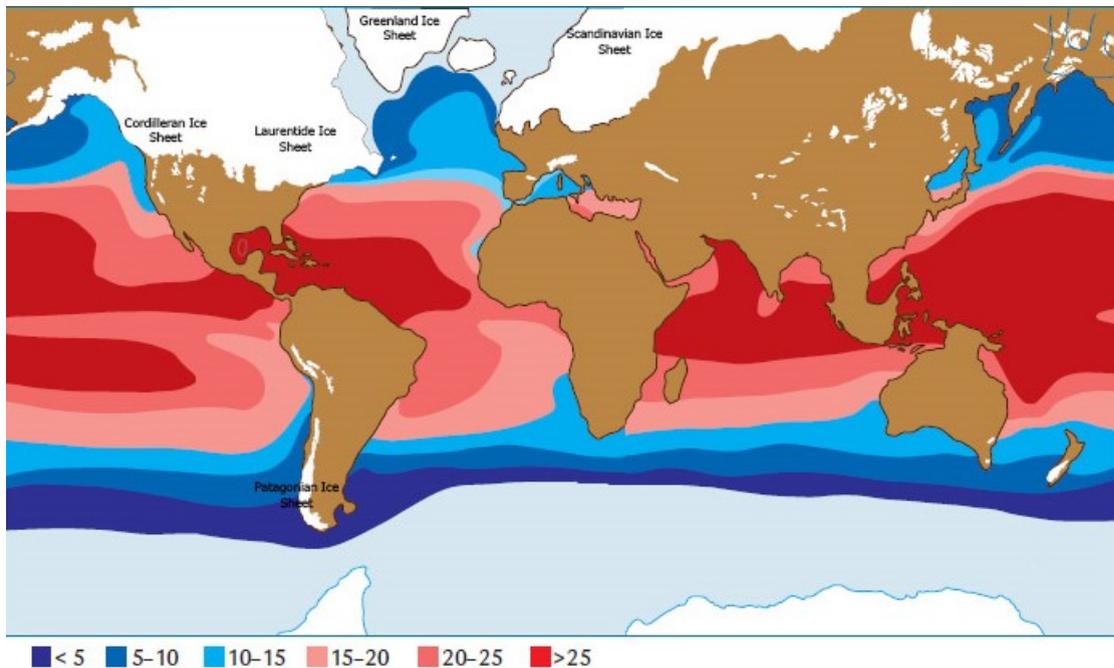


Figura 2.12: Reconstrucción CLIMAP del Último Máximo Glacial. Los colores indican la temperatura del océano en grados Celsius para el mes de Agosto, hace 21,000 años atrás. Modificado de Ruddiman (2001).

2.3.3. Inversión Fría Antártica

La inversión Fría antártica (*Antarctic Cold Reversal*, ACR) (14.7-13 ka) (Pedro et al., 2016) fue un evento de enfriamiento que interrumpió la última deglaciación en el hemisferio sur. Coincide con un período cálido del hemisferio norte llamado Bolling-Allerod (Figura 2.13), probando un acoplamiento interhemisférico conocido como balancín bipolar (Pedro et al., 2016).

Si bien este fenómeno se encuentra muy bien documentado en testigos de hielo de la Antártica, su extensión geográfica en el resto del hemisferio sur aún no está bien definida. Pedro et al. (2016) recopila 76 series de alta resolución en distintas latitudes y de distintos registros paleoclimáticos para intentar definir cual es el alcance del ACR. De acuerdo a su similitud con los datos del testigo Vostok, clasifica los datos en fuerte ACR, débil ACR, tipo Groenlandia (en relación al testigo de hielo NGRIP extraído en Groenlandia) o indefinidos (sin parecido con Vostok ni NGRIP). Como se observa en la Figura 2.14, datos con fuerte ACR son comunes en la Antártica; en el Océano Antártico, Océano Atlántico Sur y en áreas continentales de gran latitud es posible encontrar datos con fuerte y débil ACR; entre 40° y 20° S los datos son indefinidos; y en áreas continentales entre 20° y 0° predominan los datos tipo Groenlandia. Por lo tanto, se concluye que el ACR tuvo influencia en zonas de latitud mayor a 40°S.

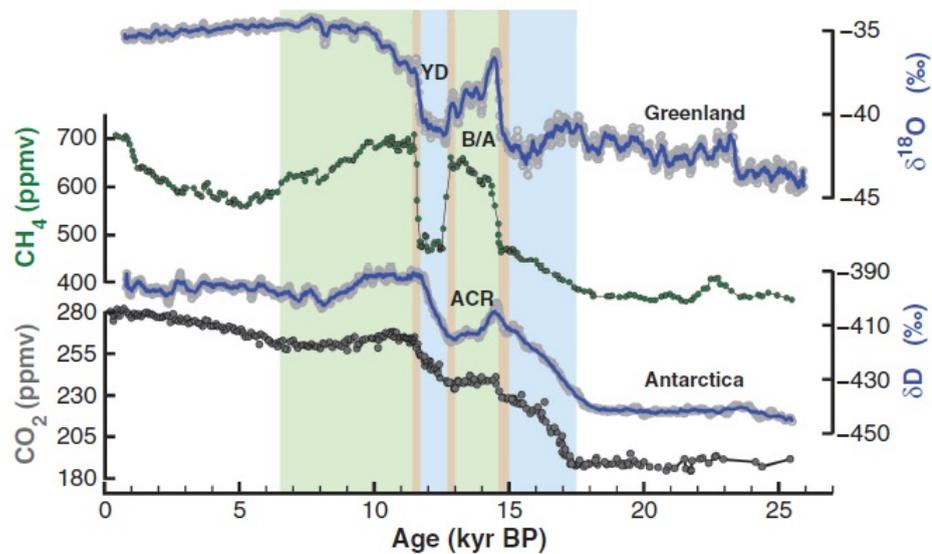


Figura 2.13: Reconstrucciones a partir de testigos de hielo para Groenlandia y la Antártica durante los últimos 24,000 años. Se incluye también la concentración de CH_4 y CO_2 atmosférico. YD, Dryas Reciente; B/A, *Bolling Allerod*; ACR, Inversión fría Antártica. Modificado de Schmitt et al. (2012).

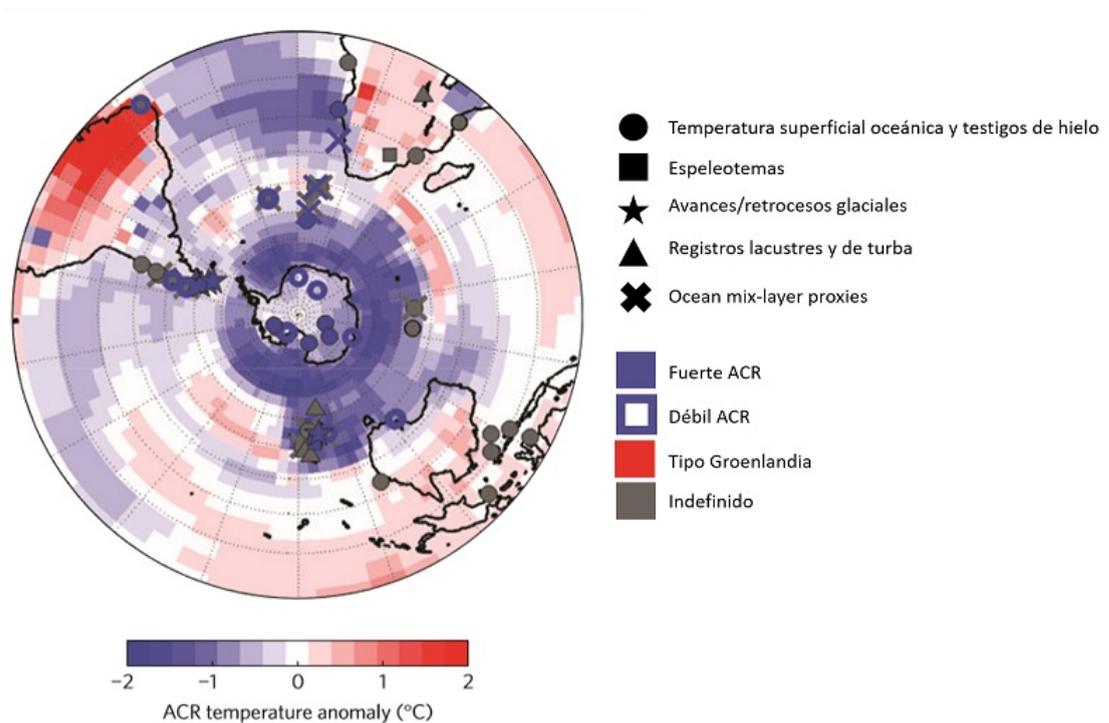


Figura 2.14: Registros paleoclimáticos y modelo de anomalías de temperatura. Se concluye que el ACR tuvo influencia en zonas de latitud mayor a $40^\circ S$. Obtenido de Pedro et al. (2016).

2.3.4. Dryas Reciente

El evento Dryas Reciente (*Younger Dryas*, YD) corresponde a un cambio climático abrupto que ocurrió entre ~ 12.9 - 11.5 ka (Broecker, 2006). Durante este período, las temperaturas en el hemisferio norte bajaron drásticamente, volviendo a condiciones casi glaciales e interrumpiendo así el calentamiento sostenido observado durante la última deglaciación. Su nombre proviene de la especie vegetal *Dryas octopetala*, la cual crece en ambientes fríos y cubrió gran parte de Europa durante este período (Ruddiman, 2001).

Este fenómeno se encuentra bien registrado en distintos registros paleoclimáticos. En la Figura 2.13 se observa su comportamiento en registros de testigos de hielo (ver curva de Groenlandia), donde el ACR precede al YD por al menos 1,800 años. Según Blunier et al. (1997), esto indica que los hemisferios norte y sur se mantuvieron en antifase durante el evento YD.

Como causa para este evento se ha propuesto el ingreso de agua dulce en el Océano Atlántico norte producto del derretimiento del Manto de Hielo Laurentide durante la última deglaciación. Esto habría disminuido la salinidad y densidad de la superficie oceánica provocando una reducción en la circulación termohalina debilitando las corrientes marinas trans-ecuatorianas. De este modo, se produjo un enfriamiento en el Atlántico Norte y un calentamiento en el Atlántico Sur (Alley, 2000).

Si bien el evento YD fue descrito originalmente en Europa, se han encontrado más evidencias de su ocurrencia alrededor del planeta. En Norteamérica se encuentra ampliamente reconocido, así como también en latitudes menores como Colombia (Peteet, 1995). Se ha propuesto también su influencia en sectores australes como la Patagonia (Glasser et al., 2012), aunque en este caso las evidencias están más a favor de un patrón antártico (Sagredo et al., 2018; Davies et al., 2018).

2.4. Dataciones en el Cuaternario

El Cuaternario es el período actual y más reciente de la era Cenozoica. Comenzó hace ~ 2.6 millones de años y se subdivide en las épocas Holoceno y Pleistoceno. Distintos períodos glaciales e interglaciales han ocurrido durante el Cuaternario, por lo que precisar su temporalidad se convirtió en un tema de gran importancia dentro de la comunidad científica durante el último siglo. El primer método de datación surgió a inicios del siglo XX y se conoce actualmente con el nombre de cronología de varve (*Varve Chronology*). Un varve es una secuencia de sedimentos laminados que se asocian a ciclos anuales de sedimentación, por lo que permiten estimar su tiempo de depositación. La dendrocronología es otro método ampliamente usado en las ciencias cuaternarias que también comenzó a utilizarse durante los primeras décadas del siglo pasado. Este consiste en el análisis de anillos de árbol y es comúnmente usado también como registro paleoclimático (Walker, 2005).

Después de la Segunda Guerra Mundial, gracias al descubrimiento del decaimiento de los elementos radiactivos, se desarrolló el avance más importante dentro de las técnicas de datación conocidas hasta el momento: la datación radiométrica. De este modo, se realizaron las primeras dataciones por radiocarbono (C^{14}), series de Uranio y Potasio-Argón. Los avances tecnológicos de las últimas décadas han permitido el desarrollo de numerosas técnicas más, que en su conjunto, han permitido comprender de mejor manera los distintos procesos geológicos y climáticos que han afectado a la Tierra durante su último período (Walker, 2005). A continuación, se describen algunas de las técnicas más usadas.

Datación por radiocarbono

El carbono tiene tres isótopos conocidos, estos son: carbono-12 ($\sim 98.9\%$ de abundancia), carbono-13 ($\sim 1.1\%$ de abundancia) y carbono-14. Este último es inestable y se forma de manera continua en la atmósfera producto de la interacción entre los rayos cósmicos y el nitrógeno-14. Las moléculas de carbono se combinan con las de oxígeno formándose así $^{14}CO_2$. Este compuesto es asimilado por las plantas y animales durante toda su vida hasta alcanzar el equilibrio isotópico, es decir, la actividad del carbono-14 en los organismos vivos es la misma que en la atmósfera (Walker, 2005).

Cuando los organismos mueren dejan de absorber carbono-14, por lo que su concentración comienza a disminuir de manera exponencial según la ecuación de decaimiento radiactivo. Este proceso ocurre por emisión de partículas beta, y su vida media es de $\sim 5,730$ años. De este modo, se puede determinar el tiempo transcurrido desde la muerte del organismo. La edad máxima que permite este método de datación es de $\sim 45,000$ años (Walker, 2005).

Datación por luminiscencia estimulada ópticamente

La datación por luminiscencia funciona bajo el principio de que los materiales que contienen isótopos radiactivos naturales, como el uranio, el torio o el potasio, o que se encuentran cerca de otros materiales que contienen estos elementos radiactivos, están sujetos a niveles bajos de radiación. En cristales minerales, esto conduce a la ionización de los átomos del material huésped y la consecuente liberación de electrones. Los electrones liberados pueden quedar atrapados en defectos estructurales o trampas de la red cristalina del mineral (Walker, 2005).

En el método de luminiscencia estimulada ópticamente (*optically stimulated luminescence*, OSL) los electrones pueden liberarse de las trampas utilizando un haz de luz sobre la muestra que produce a su vez una emisión de luz desde la muestra que es proporcional en intensidad al número de electrones atrapados. A partir de esta señal de luminiscencia se puede calcular el tiempo que ha transcurrido desde que los sedimentos muestreados fueron enterrados y apartados de la luz solar. Esta

técnica se usa en muestras de sedimentos obtenidos a profundidad, y usualmente en minerales de cuarzo y feldespato (Walker, 2005).

El principal problema asociado con este método es el riesgo de *bleaching* o blanqueamiento parcial de las muestras, que puede ocurrir por procesos naturales como incendios forestales o remociones en masa. Este tipo de procesos expone a los sedimentos enterrados nuevamente al sol o a temperaturas elevadas que pueden liberar algunos de los electrones atrapados de modo que las edades obtenidas serán más jóvenes de lo que deberían ser (Walker, 2005).

Datación por radionucleidos cosmogénicos

Cuando los rayos cósmicos llegan a la atmósfera interactúan con los gases atmosféricos generando una cascada de neutrones que impactan a la superficie terrestre. La colisión entre estos neutrones y ciertos núcleos de minerales específicos conduce a la formación de nuevos nucleidos (nucleidos cosmogénicos). De este modo, midiendo la concentración de un nucleido específico en una muestra de roca y conociendo el flujo de rayos cósmicos y la vida media del nucleido, es posible determinar cuánto tiempo ha estado expuesta la muestra a la actividad de los rayos cósmicos (Walker, 2005).

Por este método se pueden tomar muestras de una superficie rocosa, bloques, entre otros. Se toman como muestra los primeros centímetros de la superficie ya que es donde ocurren las reacciones cosmogénicas. Idealmente, las muestras deben ser tomadas de superficies horizontales, que no muestren signos de erosión o meteorización y que muestren estabilidad (por ejemplo en el caso de un bloque, que no haya rodado) (Walker, 2005).

En la datación de morrenas suele usarse berilio-10 para determinar su tiempo de exposición. Este tiene una vida media de 1.5×10^6 años y permite medir muestras en un rango de edad de 3,000 a 4,000,000 de años (Walker, 2005).

Capítulo 3

Zona de estudio

3.1. Descripción general y accesos

La zona de estudio corresponde a la costa del Lago CP, el cual se ubica a ~ 7 km al este de la localidad de Cochrane, Provincia de Capitán Prat, Región de Aysén (Figura 3.1). El lago cuenta con acceso vía terrestre en su costa sur, para lo cual se debe seguir la Ruta X-899 desde Cochrane en sentido este, que se extiende por aproximadamente 30 km.

El Lago CP tiene una extensión de 360 km^2 aproximadamente y se emplaza en el límite entre el territorio chileno y argentino. Su elevación actual es de 152 m (Google Earth Pro). Se encuentra flanqueado por pendientes abruptas excepto en los lugares donde desembocan o desembocaron algunos ríos. Al norte del lago, se encuentra el Valle de Chacabuco y al sur, el Valle del Brown (Figura 3.1).

A escala regional, la zona se caracteriza por una geomorfología distinta a la del resto del territorio nacional, ya que la Cordillera de la Costa y el valle central se encuentran bajo el nivel del mar. Al oeste de la zona se encuentra la Cordillera de los Andes Patagónicos, la cual constituye la unidad morfológica más importante de la región. Ésta se encuentra en contacto directo con el mar a través de los canales, fiordos y estrechos presentes en la zona. También, gran parte de la Cordillera a esta latitud está cubierta por el Campo de Hielo Norte, que posee una superficie de $4,400 \text{ km}^2$ (Biblioteca del Congreso Nacional, 2019). Hacia el este de la Cordillera, la zona presenta características típicas de ambientes glaciales y periglaciales. Tanto el Lago GCBA como el CP se encuentran emplazados en valles glaciales dejados por el retroceso de los lóbulos glaciales nacientes en el Campo de Hielo Norte, de ahí su forma elongada con sentido O-E. Actualmente, ambos lagos son drenados por el Río Baker, que desemboca en el Océano Pacífico.

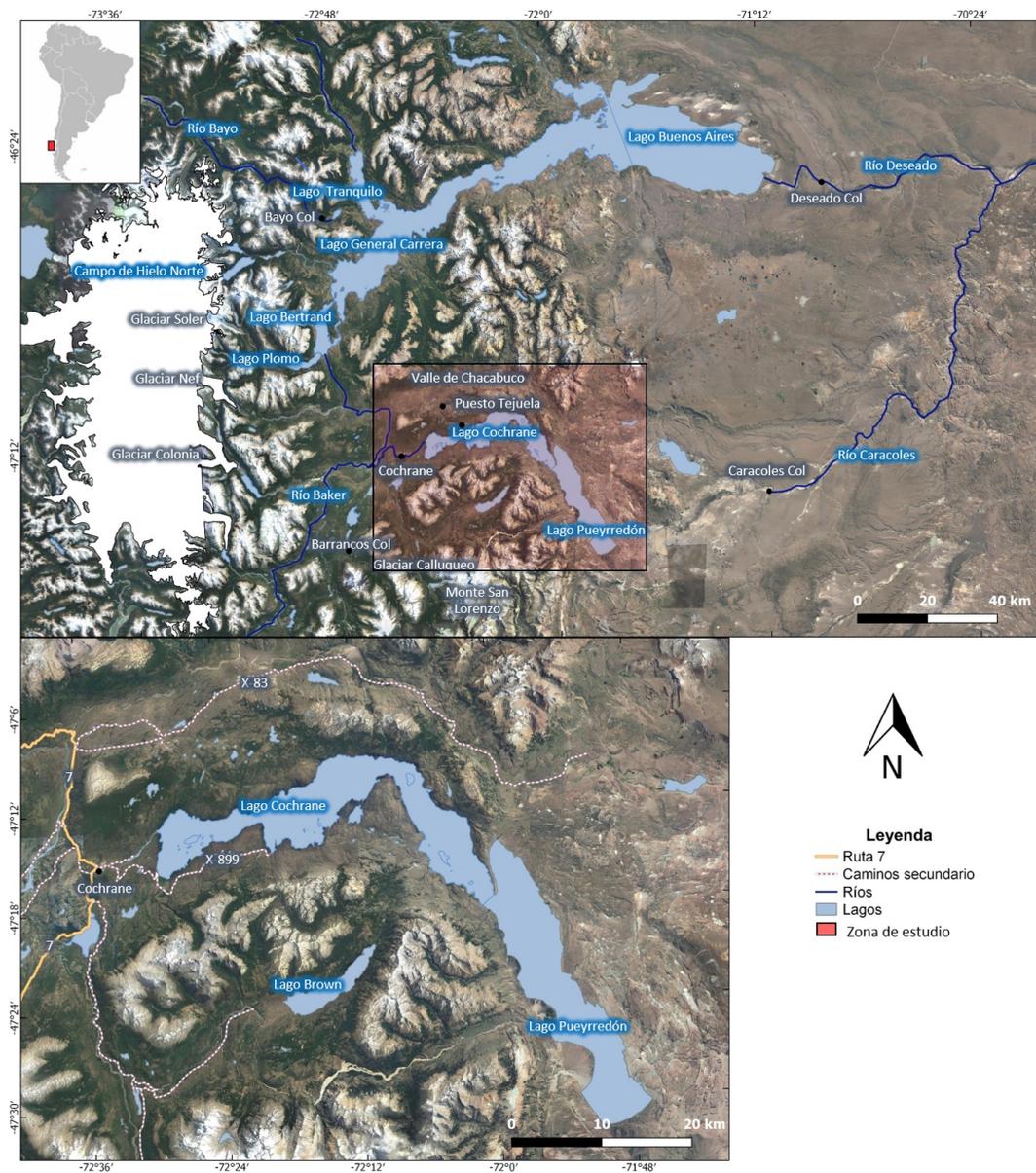


Figura 3.1: Zona de estudio y accesos.

3.2. Marco geológico

De acuerdo a la Carta Geológica “Geología del área oriental de las hojas Cochrane y Villa O’Higgins” (De la Cruz et al., 2004) (Figura 3.2), escala 1:250000, existen dos formaciones principales que afloran en las cercanías del Lago Cochrane, estas son: el Complejo metamórfico Andino Oriental (OCcm), que ocupa la mayor parte de la superficie de la zona de estudio, y la Formación Ibañez (JKi), compuesta principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas. También es posible encontrar afloramientos del Grupo Coyhaique, rocas sedimentarias marinas transgresivas, pero con una extensión considerablemente menor, por lo que no serán analizadas en mayor detalle. Dentro de los cuerpos intrusivos, destacan las Tonalitas Esmeralda y Sobral (Jsges), los hipoabisales riolíticos (Jhr) y la Diorita Tamango (Kigt). Entre los depósitos cuaternarios se tienen, de más antiguo a más reciente, depósitos glaciales antiguos (Hga), depósitos deltaicos antiguos (Hda), depósitos fluviales antiguos (Hfa), depósitos glaciales actuales (Hg), depósitos de remoción en masa (Hrm), depósitos lacustres actuales (Hl), depósitos coluviales actuales (Hc), depósitos deltaicos actuales (Hd), depósitos de abanicos aluviales actuales (Ha) y depósitos fluviales actuales (Hf).

Complejo Metamórfico Oriental Andino (OCcm): Corresponde a rocas metamórficas pre-Jurásico Medio Superior, expuestas en la región centro oriental de la Cordillera Patagónica, al este del Batolito Patagónico y entre la zona noroccidental del Lago General Carrera ($\sim 46^\circ\text{S}$) y el extremo norte del Campo de Hielo Sur ($\sim 49^\circ\text{S}$). Se compone principalmente de esquistos, filitas y niveles de mármoles, de bajo grado metamórfico (prehnita-pumpellyta a esquistos verdes) y polideformados, cuyo protolito principal fueron rocas sedimentarias con intercalaciones subordinadas de rocas volcánicas. Esta formación subyace en discordancia angular a la Formación Ibañez (JKi) y se encuentra intruído por cuerpos plutónicos del Jurásico Superior, Cretácico y Mioceno.

Formación Ibañez (JKi): Está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas de carácter predominantemente ácido. Localmente, incluye en la base una sucesión de brechas sedimentarias. Se distinguen tres asociaciones principales de facies:

- a) Asociación sedimentario-volcánico basal: Corresponde a la base de la formación y se expone solo localmente. Presenta espesor variable menor a 100 m. Compuesta por areniscas, conglomerados, ignimbritas, brechas volcánicas y brechas sedimentarias mal seleccionadas.
- b) Asociación lávica y piroclástica: Compuesta por lavas andesíticas y piroclásticas de composición riolítica y dacíticas.
- c) Asociación piroclástica: Aflora principalmente al norte del Lago Cochrane y localmente al sur, con secciones de hasta 2000 m de potencia. En general, es de color rojizo, verdoso y amarillento. Esta compuesta de tobas de

ceniza, cristales de grano medio y lapilli, de composición riolítica con abundantes fenocristales de cuarzo, en capas de 10 a 50 m de espesor.

Hacia el norte del Lago General Carrera, según la Carta Geológica de la Región continental de Aysén entre el Lago General Carrera y la Cordillera Castillo (Skarmeta, 1978), continua la extensión del basamento metamórfico al oeste y la Formación Ibañez al este. Cercano al borde norte del lago aflora también la Formación Divisadero (Kfd), formada por tobas, tobas brechosas y areniscas tobáceas principalmente.

3.3. Clima y vegetación

La principal característica climática de esta zona es la diferencia de precipitaciones existente al lado oeste y este de la Cordillera de Los Andes. Esto se debe a que la Cordillera actúa como una barrera contra los Vientos del Oeste (*Southern Westerlies winds*, SWW) provenientes del oeste (Garreaud et al., 2009). De este modo, el lado occidental de la Cordillera presenta una alta humedad y abundantes precipitaciones (3000-4000 mm anuales promedio), mientras que en el lado oriental, las precipitaciones bajan considerablemente, bordeando los 500 mm anuales (Biblioteca del Congreso Nacional, 2019).

De acuerdo a la caracterización agroclimática de la Región de Aysén elaborada por el Centro Regional de Investigación INIA Tamel Aike (Hepp et al., 2018), se pueden distinguir cinco grandes zonas agroclimáticas que definen biomas característicos y contrastantes entre ellos.

- Zona litoral o insular: Se ubica en la red de islas y archipiélagos, en la zona de canales y fiordos patagónicos. El clima predominante es el templado húmedo litoral, con abundantes precipitaciones que superan los 3000 mm anuales y pueden llegar incluso a los 7000 mm en algunos sectores. Las islas están cubiertas por bosque siempreverde, donde destacan especies como el Coigüe de Magallanes, Mañío, Canelo, Arrayán, Tepú, Chilco, entre otros.
- Zona húmeda: Se ubica en la zona continental de la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes. El clima predominante es el templado húmedo costero, que se caracteriza por elevadas precipitaciones. Puerto Aysén pertenece a esta zona y presenta un promedio de precipitaciones anuales de 2640 mm (1960-2013) y una temperatura media anual de 9°C. La vegetación presente es el bosque siempreverde, con especies como Coigüe, Tapa y Mañío y otras especies acompañantes, especialmente de sotobosque (Canelo, Sauco, Notro, Arrayán, Luma, Nalca, Chilco, trepadoras epífitas y helechos).
- Zona intermedia: Se ubica en la vertiente oriental de la Cordillera de Los Andes, en las laderas montañosas y valles aledaños. En las zonas de mayor altitud predomina el clima andino boreal, mientras que en las zonas más bajas predomina el clima templado húmedo intermedio. Coyhaique es una localidad

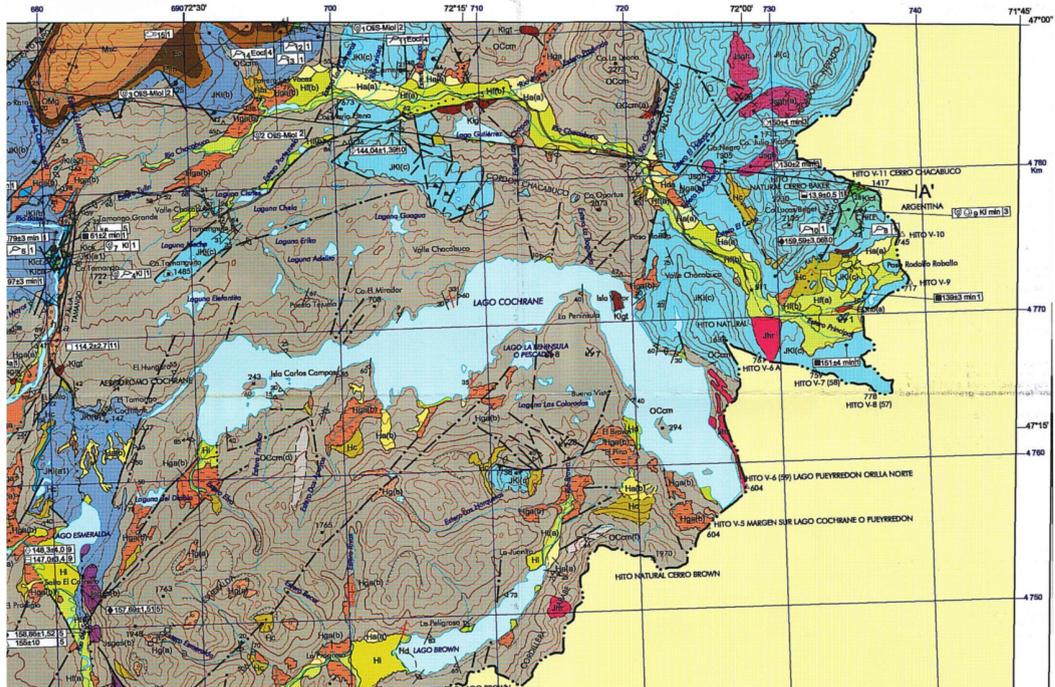


Figura 3.2: Mapa geológico zona de estudio. Modificado de De la Cruz et al. (2004)

representativa de esta zona y presenta una precipitación media anual de 1149 mm (1961-2013) y temperatura media anual de 4.4°C. La vegetación predominante es el bosque caducifolio de *Nothofagus*, como Lenga y Ñirre. También se pueden encontrar algunas especies de arbustos como el Calafate, Michay y la Zarzaparrilla.

- Zona de estepa: Se ubica en el sector oriente de la región, cercanas al límite con Argentina. El clima predominante es el de estepa fría. La localidad de Balmaceda es representativa de esta zona y presenta una precipitación promedio anual de 588 mm (1961-2009) y una temperatura media anual de 6.4°C. La vegetación se asocia a un bioma de estepa con pastizal de coirones, con especies gramíneas como festucas y estipas.
- Zona de Microclima: Esta zona se limita a pequeñas localidades en las costas de los lagos General Carrera y Cochrane. El clima es templado seco estival. Las precipitaciones son bajas (<250 mm anuales).

3.4. Trabajos previos

3.4.1. Mapeos geomorfológicos y geocronología

El primero en recorrer la zona de estudio fue el geólogo sueco Carl Caldenius (1932). Caldenius realizó distintas exploraciones a Patagonia y Tierra del Fuego, entre los años 1925 y 1928. En su estudio logró reconocer cuatro sistemas de morrenas terminales en el borde oriental de los Lagos GCBA y CP, las cuales interpretó como distintos eventos de glaciación. Las morrenas Río Blanco y Fénix, ubicadas inmediatamente al este de los lagos CP y GCBA, respectivamente, fueron posteriormente datadas como LGM (Douglass et al., 2006; Hein et al., 2010). En el Lago GCBA, Caldenius identificó también tres terrazas formadas por los desagües de los lagos proglaciales a lo largo del Río Deseado con elevaciones de 550, 525 y 400 m y mapeó dos estados principales para la extensión del lago durante el LGM. En el Lago CP no se mapearon terrazas pero si se propuso la extensión del lago durante el LGM y salidas de drenaje hacia el este y oeste.

En años más recientes, otros estudios se han dedicado al mapeo del área cercana al Lago CP de manera más localizada, ampliando de este modo el nivel de información en torno a otras morfologías presentes (Turner et al., 2005; Boex et al., 2013; Glasser & Jansson, 2005). Glasser et al. (2008) realizó un mapa geomorfológico a gran escala (1:50000) de Patagonia, entre las latitudes 38° y 56°S. El mapeo fue desarrollado usando imágenes satelitales y modelos de elevación digital (DEM). Este incluyó el reconocimiento de rasgos geomorfológicos como lineaciones glaciares, morrenas, canales de derretimiento, trimlines, sandur, circos, líneas de costa, deltas, plateaux, ríos, volcanes y lagos. Además, en el mapa se incluyeron algunas dataciones encontradas en la literatura. Si bien este trabajo resulta de gran aporte para el estudio del lugar a nivel regional, para estudios de carácter más local, como es el

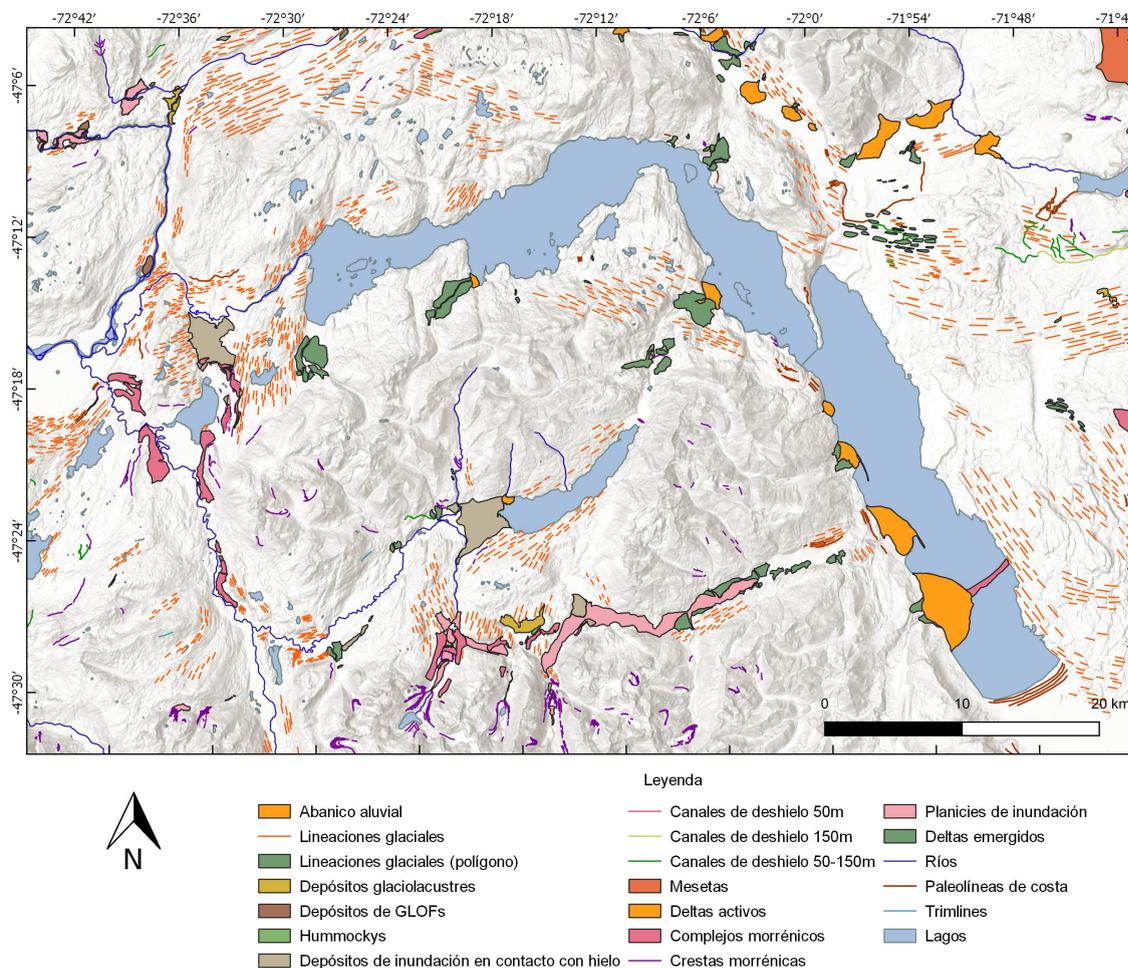


Figura 3.3: Mapa geomorfológico de la zona de estudio. Modificado de Bendle et al. (2017).

caso del Lago CP, se requieren mapeos a mayor escala, ya que muchas morfologías fueron omitidas en dicho estudio.

El mapa más completo y reciente en la zona de estudio corresponde al de Bendle et al. (2017), donde se presenta un mapa geomorfológico para la zona comprendida entre $\sim 46 - 48^{\circ}\text{S}$ y $\sim 74 - 70^{\circ}\text{O}$. Este mapa incluye más de 35,000 morfologías mapeadas a partir de imágenes satelitales de alta resolución ($<15\text{ m}$) y trabajos de campo en áreas específicas. El mapeo incluyó morfologías subglaciales, glaciofluviales, glaciolacustres, contactos marginales, entre otros (Figura 3.3).

Los datos geocronológicos disponibles en la zona de estudio son principalmente dataciones de carbono-14 (Turner et al., 2005; Villa-Martínez et al., 2012; Henríquez et al., 2017), berilio-10 (Turner et al., 2005; Douglass et al., 2006; Glasser et al., 2006; Hein et al., 2010; Glasser et al., 2012; Boex et al., 2013; Bourgois et al., 2016; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019) y OSL (Glasser et al., 2016; Thorndycraft et al., 2019). Los datos se presentan en los Anexos 2, 3 y 4, respectivamente. En la Figura 3.4 se presenta un mapa con las dataciones recién mencionadas.

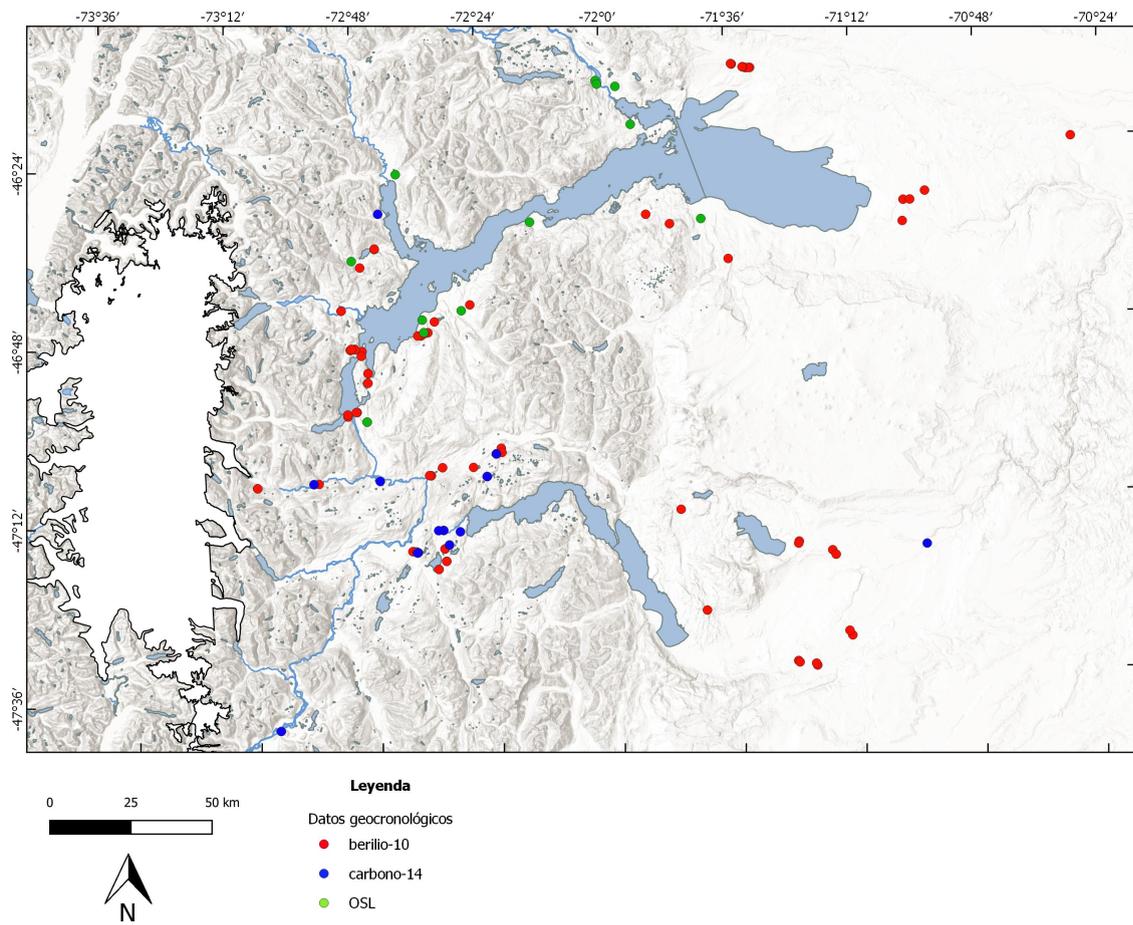


Figura 3.4: Datos geocronológicos de la zona de estudio. Ver Anexos 2, 3 y 4.

3.4.2. Evolución de los lagos proglaciales

Se sabe que los dos mayores lóbulos glaciales provenientes del NPI fluyeron por el área donde ahora se encuentran los Lagos GCBA y CP (Caldenius, 1932). Durante el LGM, éstos se estabilizaron formando morrenas terminales hoy conocidas con el nombre de Río Blanco para el Lago CP y Fénix para el Lago GCBA (Douglass et al., 2006; Hein et al., 2010). La recesión de los lóbulos glaciales propició la formación de lagos proglaciales contenidos al este por las morrenas terminales y al oeste por el hielo (Caldenius, 1932; Turner et al., 2005; Bell, 2008; Hein et al., 2010; Horta et al., 2013; Davies et al., 2018). Las evidencias geológicas, tales como deltas emergidos, paleolíneas de costa, terrazas y sedimentos lacustres entre otros, indican que estos lagos se encontraban a elevaciones superiores a las actuales, de hasta 500 m (Turner et al., 2005; Bell, 2008). En los últimos años se han propuesto distintos modelos de evolución de estos lagos en base a los datos geomorfológicos y geocronológicos disponibles (Turner et al., 2005; Bell, 2008; Hein et al., 2010; Bourgois et al., 2016; Martinod et al., 2016; Glasser et al., 2016; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019). La mayoría de estos modelos concuerdan en que inicialmente estos lagos drenaron hacia el Atlántico y que con el continuo retroceso glaciario, llegaron a unirse formando un lago unificado en los dos valles. El retiro de los hielos permitió eventualmente un cambio en el sentido de drenaje hacia el Océano Pacífico. Actualmente, ambos lagos drenan a través del Río Baker, cuya apertura habría marcado la separación definitiva del NPI y SPI.

Sin embargo, los mecanismos y temporalidad de la evolución de estos lagos son aún controversiales, dando espacio a una gran variedad de propuestas que se detallan a continuación.

Turner et al. (2005) fue el primero en proponer una evolución para el desarrollo de los lagos proglaciales al este del NPI. En su trabajo concluye que existió una rápida deglaciación de 90-125 km a partir de los ~ 16 ka, que provocó la formación de lagos separados en las cuencas de los lagos CP y GCBA que drenaron hacia el Atlántico por vías separadas. Luego, habría existido un período de estabilidad entre los 13.5 y 12.8 ka, durante el cual los lagos se unieron formando un Lago Unificado. La última fase comenzaría con el inicio del drenaje hacia el oeste por el Río Baker producto de la separación de los campos de hielo norte y sur a los 12.8 ka. Se estima una descarga de agua de hasta 1988 km³.

Bell (2008) estudió el caso específico de los deltas emergidos del Río Las Dunas en el Lago General Carrera (Figura 3.5). Encontró siete niveles distintos (201-250 m, 320-350 m, 420-450 m, 460-480 m, ~ 500 m, ~ 600 m y ~ 650 m), los cuales interpretó como distintos períodos de estabilidad del lago. El autor propone un retroceso rápido de los hielos desde los ~ 16 ka, el cual permitió la formación del Lago Predecesor a un nivel de ~ 500 m. Luego, se habría presentado un período de estabilidad de ~ 3000 años. Posteriormente, habría ocurrido una serie de drenajes abruptos de gran escala, los cuales formaron los distintos niveles de deltas reconocidos en dicho estudio. Según Bell (2008), los drenajes se produjeron por rompimientos de morrenas

terminales inicialmente y posteriormente de hielo, los cuales al derretirse habrían dejado despejados algunos bajos topográficos permitiendo el paso del agua.

Hein et al. (2010) propuso el comienzo de la deglaciación del PIS alrededor de los 18-17 ka, en base a dataciones del sistema de morrenas Río Blanco. Entre los 15 y 16.5 ka habría ocurrido un rápido retroceso glacial (80-140 km) que permitió la unificación de los lagos CP y GCBA. Al igual que Turner et al. (2005), en este estudio se identificaron tres niveles principales para el Lago CP: un nivel superior (solo en el Lago CP) de ~ 505 -470 m, un nivel para el Lago Unificado Superior de 400-370 m y un nivel para el Lago Unificado Inferior de 300-270 m.

Burgois et al. (2016) propuso una primera fase de retroceso glacial entre los 17.3 ± 0.6 y 12.9 ka. Durante esta etapa se habrían formado las terrazas T4 a T1 (similares en elevación a las reconocidas por Bell (2008) y Turner et al. (2005)), posiblemente durante el ACR. Luego, entre 12.9 ka y 10.9 ka se habría tenido una fase endorreica causada por una reducción drástica en las precipitaciones. Posteriormente, se habrían presentado avances glaciares durante el Holoceno temprano (10.9 ± 1.3 y 7.9 ± 1.1 ka) que habrían permitido la formación de un lago represado nuevamente, permitiendo un evento transgresivo mayor que habría elevado el nivel del lago hasta más de 500 m producto de un aumento en las precipitaciones. Tras este episodio se habría producido una regresión pervasiva que culminó con la actual elevación del Lago GCBA. Estas ideas fueron duramente criticadas por Martinod et al. (2016), quien considera que no es posible que haya existido una fase endorreica para el Lago GCBA ya que dada la geomorfología presente, T2 (~ 440 m) estaría controlado por el la vía de drenaje de Perito Moreno (~ 400 m) y T1 (~ 300 m) por el Río Bayo, siendo esta la primera salida hacia el Océano Pacífico. Siguiendo la misma línea, tampoco sería posible una transgresión de más de 500 m porque supera la elevación de Perito Moreno.

Glasser et al. (2016) define cinco etapas principales para la evolución de los lagos proglaciales GCBA y CP en base a datos geocronológicos publicados y nuevas dataciones de OSL. En la etapa A (13.8-11.5 ka), habrían coexistido los lagos GCBA (550-480 m), CP (620-480 m) y Chacabuco (620-580 m) (ubicado en el Valle de Chacabuco). El Lago Chacabuco drenó eventualmente en el Lago CP a través de Puesto Tejuelas, el cual a su vez drenó hacia el este por una ruptura de la morrena Río Blanco. También, se reconoce en esta etapa un drenaje hacia el este del Lago GCBA por ruptura de la morrena terminal que lo contenía, a través del Río Deseado. Durante la etapa B, los lagos GCBA y CP se habrían unido formando el Lago Unificado, con una elevación inicial de 480 m, la cual descendió gradualmente hasta los 380 m producto del continuo drenaje por el deterioro de las morrenas. Su principal vía de drenaje en este periodo sería hacia el este por el Río Deseado. En la etapa C (10 ka) se inicia el drenaje hacia el oeste a través del Río Bayo, el cual determina la elevación del lago a los 350 m. Durante la etapa D (8.5 ka), el nivel del lago desciende hasta los 315 m luego de drenar a través del Río Bravo, al norte de Villa O'Higgins. Finalmente, en la etapa E, el lago drenó por el Río Pascua llegando a los 260 m. El último drenaje del lago habría ocurrido en el Golfo Peñas marcando la separación final del NPI y SPI a los ~ 8.5 ka.

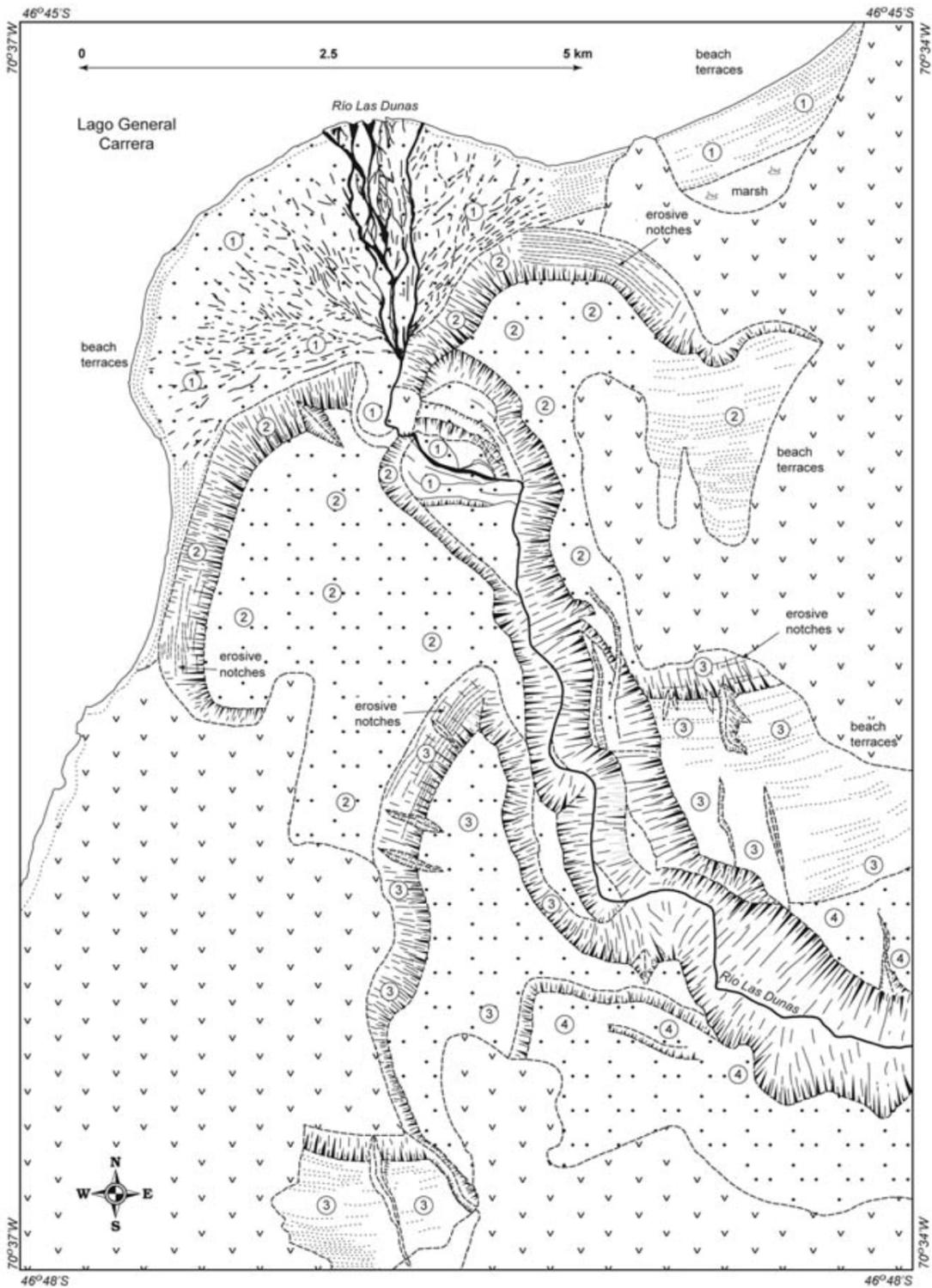


Figura 3.5: Deltas del Río Las Dunas, Lago General Carrera. Obtenido de Bell (2008).

Davies et al. (2018) propuso un modelo de evolución en cinco fases. En la fase A (16 ka) los glaciares habrían retrocedido considerablemente, formándose 3 lagos proglaciales: CP (500 m), GCBA (400 m) y Chacabuco (550 m). En la fase B (15 ka) ocurriría una estabilización del Glaciar Soler en el Lago Bertrand, bloqueando el drenaje a través del Río Baker. De este modo, el Lago GCBA se mantiene aislado de los otros cuerpos de agua, manteniendo la elevación de 400 m. Por su parte, el Lago Chacabuco y CP se encontrarían unidos a una elevación de 420 m. En la fase C (13 ka) se tendría una estabilización de los glaciares Calluqueo y Tranquilo. El glaciar Calluqueo se ubicaría en las morrenas Salto y Esperanza y el Glaciar Soler en las morrenas Plomo, permitiendo la formación del lago Unificado (aquí llamado Lago Chalenko) a 350 m. En la fase D (12 ka) el hielo habría retrocedido lo suficiente para dejar libre el Río Baker, comenzando el drenaje por esta vía. En la fase E (10-11 ka) los lagos y las vías de drenaje alcanzan su configuración actual.

El modelo más reciente es el propuesto por Thorndycraft et al. (2019). En este trabajo se hace primero una evaluación de los modelos mencionados anteriormente y se sugiere un nuevo modelo en base a los datos geomorfológicos y geocronológicos existentes y los aportados por dicho estudio. El modelo final consta de ocho etapas, las cuales se observan en la Figura 3.6. El principal aporte de este trabajo fueron las dataciones realizadas en las morrenas del Lago Bertrand, correspondientes al Glaciar Soler. A partir de los resultados, se concluye que el Glaciar Soler habría bloqueado la parte superior del Valle del Baker durante el ACR, evitando la formación del Lago Unificado. Esto implica que el drenaje hacia el Pacífico podría haber ocurrido en la cuenca sur, independiente de la cuenca norte (Figura 3.6.e). Al final del ACR, el Glaciar Soler se habría retirado lo suficiente para permitir la unión de los lagos GCBA y CP, a una elevación de 350 m, controlada por la salida del Río Bayo.

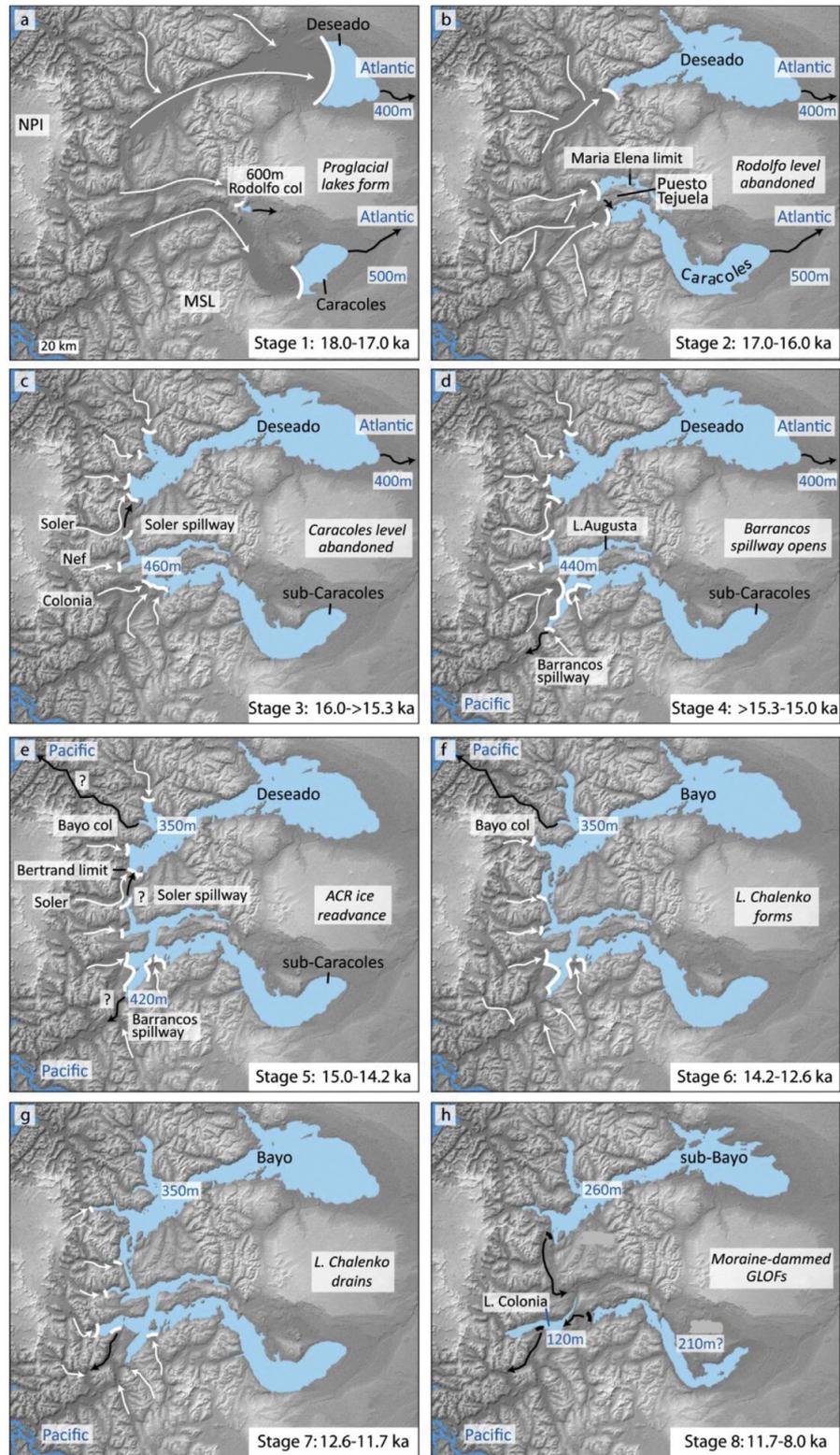


Figura 3.6: Modelo de evolución para los paleolagos GCBA y CP, propuesto por Thorndycraft et al. (2019)

Capítulo 4

Metodología

A continuación, se presenta la metodología empleada en función de los objetivos específicos planteados en el Capítulo 1.

4.1. Identificación y caracterización de las morfologías reconocidas en la zona de estudio

Se realizaron dos campañas de terreno durante el mes de Diciembre de 2018 y Agosto de 2019 con el propósito de reconocer las morfologías de la zona y realizar descripciones sedimentológicas de éstas. A partir de esta información e imágenes satelitales de Google Earth se generó un mapa geomorfológico (1:300000) mediante el software QGIS v3.4.6 donde se mapean deltas activos, deltas emergidos y paleolíneas de costa (Figura 4.1). Para el caso del sector Dos Arroyos, se hizo un mapeo en mayor escala (1:25000) para identificar cada cuerpo deltaico ya que esta zona presenta el mejor desarrollo de este tipo de morfologías.

En terreno se midió también la elevación de algunos deltas emergidos en su punto de quiebre de pendiente (entre la planicie deltaica y el frente deltaico) las cuales se consideran un buen indicador de paleonivel (Bendle et al., 2017) (Figura 4.2). Para esto se utilizó GPS navegador (~ 5 m de precisión vertical, 95 % de confianza) calibrado con la elevación del Lago Cochrane (152 msnm) (Google Earth Pro).

Las descripciones sedimentológicas se realizaron en afloramientos de fácil acceso correspondientes principalmente a cortes de camino. Los parámetros considerados fueron morfología y dimensiones del afloramiento, tamaño de los granos (según clasificación Udden-Wentworth, Anexo 1), relación con la matriz, grado de selección, redondeamiento, composición de los granos y estructuras sedimentarias. Las fotografías de los afloramientos fueron editadas posteriormente en Adobe Photoshop CS6 y Adobe Illustrator.

El objetivo de esta actividad fue relacionar las distintas morfologías entre sí en base a sus elevaciones y características, para determinar cuales presentan un origen sincrónico entre sí.

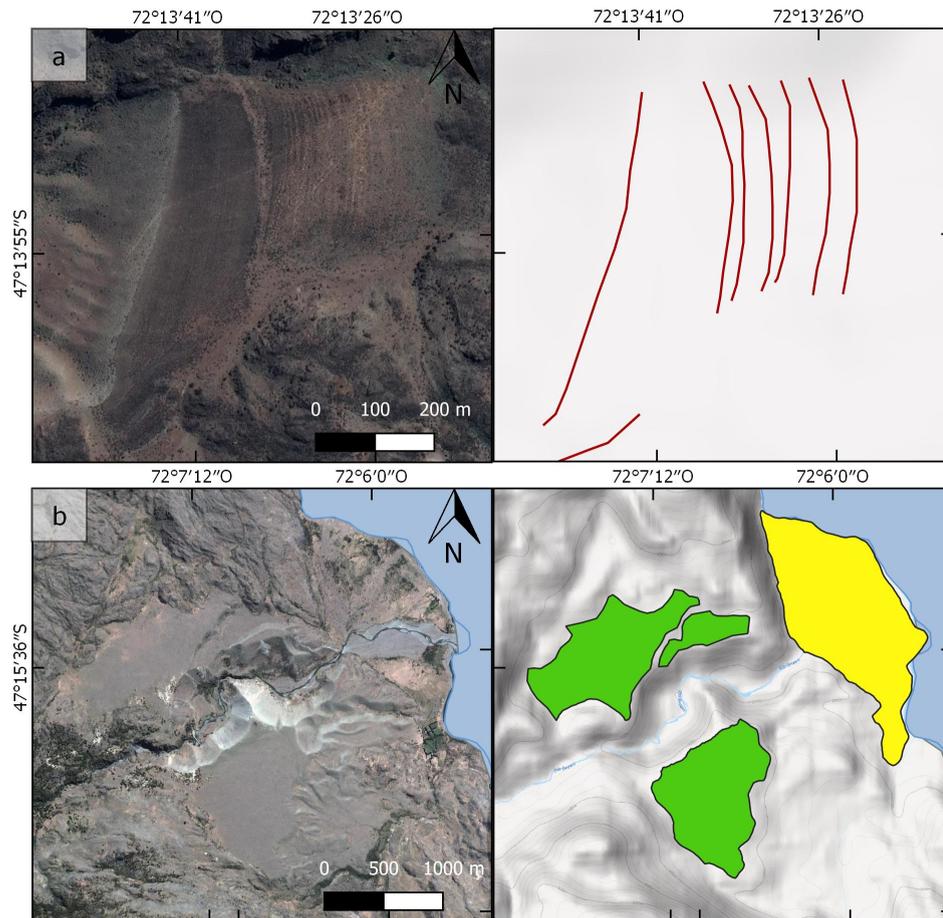


Figura 4.1: (a) Ejemplo de mapeo de paleolíneas de costa (líneas rojas). (b) Ejemplo de mapeo de deltas emergidos (polígonos verdes) y activos (polígonos amarillos).

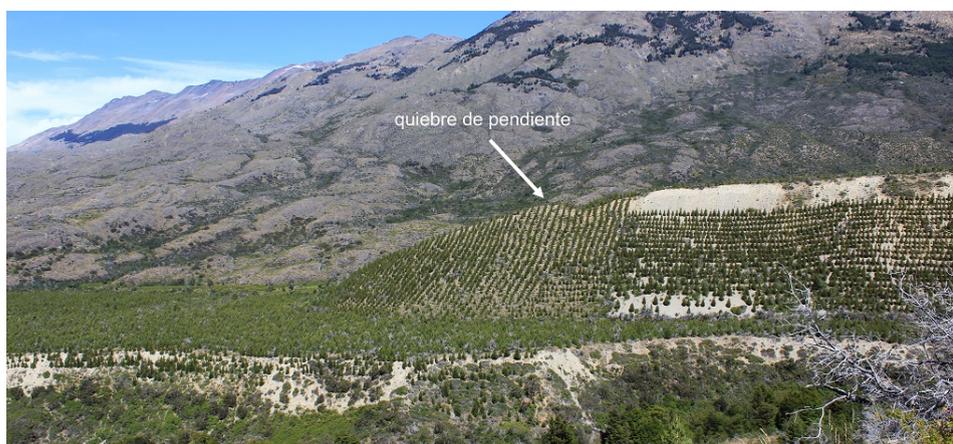


Figura 4.2: Fotografía donde se observa el quiebre de pendiente de un delta emergido

4.2. Determinación de los paleoniveles del Lago CP a partir de las evidencias geomorfológicas presentes en la zona de estudio

1. Determinación del gradiente de rebote isostático

Para determinar el gradiente de rebote isostático a escala local se utilizaron las elevaciones obtenidas en terreno en los deltas emergidos en sus puntos de quiebre de pendientes (ver sección 4.1). En el sector Brown se incluyeron también elevaciones de deltas obtenidas de Google Earth, ya que si bien no se pudo acceder a esta zona en terreno, son los deltas con mejor desarrollo después de Dos Arroyos, por lo que es necesario considerarlos. También, en el sector Buena Vista se utilizó una elevación obtenida en una superficie de paleolíneas de costa en su quiebre de pendiente. Para cada nivel de origen sincrónico (determinado por la elevación), se graficaron las elevaciones de sus morfologías correspondientes en función de su distancia a Caracoles col (47°22'54.32"S, 71°10'50.28"W) (Figura 3.1) en el software R 3.5.3 (R Core Team, 2013). Caracoles col se considera como punto neutro de alzamiento post-inicio de la deglaciación ya que se encuentra en el último límite glacial del lóbulo de hielo CP (morrena Río Blanco) (Thorndycraft et al., 2019). De este modo se obtuvo una regresión lineal para cada caso, cuya pendiente corresponde al gradiente de alzamiento (en sentido Oeste-Este).

2. Determinación de los paleoniveles del Lago CP

Para determinar los paleoniveles del Lago CP, se utilizaron datos de elevaciones del sector Dos Arroyos obtenidos con GPS diferencial en una campaña de terreno anterior del Núcleo Milenio Paleoclimas (datos no publicados). Para esto, se utilizó la siguiente expresión matemática:

$$\text{Paleonivel} = E_{QP}(\text{m}) - \text{gradiente}(\text{m/km}) * d(\text{km})$$

Donde E_{QP} corresponde a la elevación en metros medida en el quiebre de pendiente del delta, los gradientes son los obtenidos en este trabajo y d es la distancia a Caracoles Col en kilómetros. Los paleoniveles solo se determinaron para los 4 niveles de mayor elevación, ya que no se calcularon los gradientes para los niveles más bajos.

Luego, se construyeron mapas para mostrar la extensión del Lago CP en cada uno de los paleoniveles determinados. Para esto se utilizó un DEM ALOS PALSAR (12.5 m de resolución espacial) que fue ajustado en QGIS de acuerdo a la siguiente expresión:

$$E(d) = E(m) - \text{gradiente}(\text{m/km}) * d(m) - 20$$

Donde $E(d)$ corresponde a la elevación ajustada, E es la elevación en metros obtenida del DEM, el gradiente es el calculado en este trabajo y d es la distancia a Caracoles en kilómetros medida en sentido Oeste-Este. Se tiene también una cons-

tante de -20 m, la cual se determinó al comparar los datos de GPS diferencial con los datos del DEM (Anexo 5).

4.3. Evaluación de las vías de drenaje de cada paleonivel determinado

Se realizaron nuevos análisis de regresión lineal a partir de las elevaciones obtenidas en terreno, esta vez incluyendo las vías de drenaje que han sido propuestas en la literatura para cada nivel. Posteriormente, estos resultados se compararon con los resultados obtenidos previamente (sin vías de drenaje).

4.4. Determinación de la temporalidad de los eventos de drenaje ocurridos en el Lago CP a partir de datos geocronológicos de publicaciones anteriores

Para determinar la temporalidad de los paleoniveles analizados, primero se recopilieron los datos geocronológicos disponibles en la literatura. Estos corresponden a edades determinadas mediante los métodos de carbono-14 (Turner et al., 2005; Villa-Martínez et al., 2012; Henríquez et al., 2017), berilio-10 (Turner et al., 2005; Douglass et al., 2006; Glasser et al., 2006; Hein et al., 2010; Glasser et al., 2012; Boex et al., 2013; Bourgois et al., 2016; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019) y OSL (Glasser et al., 2016; Thorndycraft et al., 2019).

En primer lugar, se realizó una pre-selección de los datos de acuerdo a los siguientes criterios:

- Datos de carbono-14 (Anexo 2): se consideran solo los datos con ubicación geográfica bien definida.

- Datos de berilio-10 (Anexo 3): se consideran solo los datos con incertidumbres menores a 1,000 años. Cabe destacar que las edades utilizadas fueron recalibradas por otros autores (Kaplan et al., 2011; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019) según la tasa de producción de berilio-10 determinada por Kaplan et al. (2011) en Patagonia.

- Datos de OSL (Anexo 4): se consideran solo los datos correspondientes a sedimentos de origen eólico. Esto se debe a que este método puede tener grandes deficiencias de exactitud cuando se trata de sedimentos de origen glaciolacustre, ya que la probabilidad de que ocurra un blanqueamiento parcial de la muestra es mayor (Alexanderson & Murray, 2012).

Posteriormente, se seleccionaron los datos relevantes para este trabajo, es decir, aquellos que aportan información sobre los paleoniveles determinados. Estos datos fueron: (1) testigos de sedimentos extraídos en pequeños lagos adyacentes, cuya edad basal (fin de sedimentación glaciolacustre e inicio de sedimentación orgánica) indica el momento en que la cuenca se vuelve cerrada, lo cual determina la edad en que el nivel del agua disminuye por bajo la elevación actual del lago; (2) morrenas, que si bien no son edades directas de los lagos, aportan información de la posición de los hielos y pueden ser útiles en la definición de vías de drenaje; (3) depósitos eólicos sobre deltas/paleolíneas/playas que indican edades mínimas para los niveles a los cuales se depositaron; (4) dataciones por radiocarbono en canales, consideradas como edades mínimas de su abandono; (5) dataciones de radiocarbono en deltas kame, consideradas como edades directas.

Capítulo 5

Resultados

A continuación, se presentan los resultados obtenidos en función de los objetivos específicos planteados en el Capítulo 1.

5.1. Identificación y caracterización de las morfologías reconocidas en la zona de estudio

5.1.1. Mapeo geomorfológico en la costa del Lago CP

En la Figura 5.1 se presenta el mapeo geomorfológico realizado en la costa del Lago CP. Las morfologías mapeadas fueron deltas activos, deltas emergidos y paleolíneas de costa. En la figura se presentan también las elevaciones registradas en terreno con GPS navegador calibrado (excepto las elevaciones del sector Dos Arroyos que fueron medidas con GPS diferencial) y se etiquetan algunos sectores que fueron visitados.

En el sector La Ponderosa se identificaron niveles deltaicos de ~ 475 , ~ 350 , ~ 250 , ~ 180 y el nivel actual de ~ 160 m (Figura 5.2.a). En terreno se determinó el punto de quiebre de pendiente para el nivel ~ 350 en 373 m para una de las superficies. Sin embargo, esta medición no se considera indicadora de paleonivel ya que este sector presenta un fuerte grado de erosión en sus niveles de mayor elevación por lo que se interpreta como un quiebre producido por procesos posteriores a su depositación. Para el nivel de ~ 250 m se midió el quiebre de pendiente en 230 m. No fue posible medir en terreno el quiebre de pendiente del nivel 2, por lo que este dato se obtuvo de Google Earth. No se realizaron descripciones sedimentológicas en este sector.

En el sector Frutillar se reconoce un nivel deltaico bien desarrollado a los ~ 350 m. Aquí se realizó una descripción sedimentológica en un afloramiento fresco, el cual se detalla en la sección 5.1.3. Se observan también un nivel de menor desarrollo con

una elevación de ~ 450 .

El sector Dos Arroyos es donde se presenta el mejor desarrollo de deltas emergidos. Se reconocen seis niveles deltaicos (incluyendo el activo), los cuales se describen en mayor detalle en la sección 5.1.2. En la Figura 5.2.b se observan dos de estos niveles, D4 de ~ 350 m y D5 de ~ 460 m.

En el sector Buena Vista se reconoce una superficie de paleolíneas de costa bien desarrolladas a ~ 330 m de elevación (Figura 5.2.b). En esta superficie se midieron cambios de pendiente a 341 m y a 334 m. También, existen tres niveles deltaicos de ~ 370 , ~ 440 y ~ 590 m de elevación (Figura 5.2.c y Figura 5.2.d). En el nivel de ~ 370 m no es posible medir el punto de quiebre ya que se encuentra bordeado por altos topográficos. En el nivel de ~ 440 se midieron dos puntos de quiebre muy cercanos entre sí horizontalmente, de 440 y 438 m. En el delta de mayor elevación se midió el quiebre de pendiente en 587 m.

El sector Brown no se pudo visitar en terreno debido a que no se encuentra conectado vía terrestre. Sin embargo, constituye un lugar de gran importancia para este trabajo ya que presenta un excelente desarrollo de deltas emergidos. Se estimó un quiebre de pendiente de ~ 325 m a partir de datos de Google Earth.

En la ribera norte del lago, frente a la desembocadura del Río Brown, se reconocen paleolíneas de costa a ~ 590 y ~ 320 m, y un delta emergido a ~ 430 m de elevación. Estos datos fueron obtenidos de Google Earth, ya que no es posible acceder a la zona vía terrestre.

5.1.2. Mapeo geomorfológico del sector Dos Arroyos

Se reconocieron en terreno seis niveles de deltas, los cuales fueron nombrados de manera correlativa como D1 a D6, siendo D1 el de menor elevación y D6 el de máxima elevación. En la Figura 5.3.a se presenta el mapeo realizado. Se incluyen también los datos de elevación obtenidos mediante GPS diferencial en los quiebres de pendientes (excepto en D2, que fue medido con GPS navegador). En la Figura 5.3.b se observa el perfil de elevación de los deltas (trazado en la Figura 5.2.a) y también se incluyen los datos de elevación del DEM ALOS PALSAR para los quiebres de pendiente de cada delta. Comparando estas elevaciones con las obtenidas con GPS diferencial se observa que el DEM presenta una anomalía positiva recurrente. Esta se estimó en aproximadamente $+20$ m (Anexo 5).

En la Figura 5.4 se presenta una fotografía panorámica donde se observa D4 y D5.

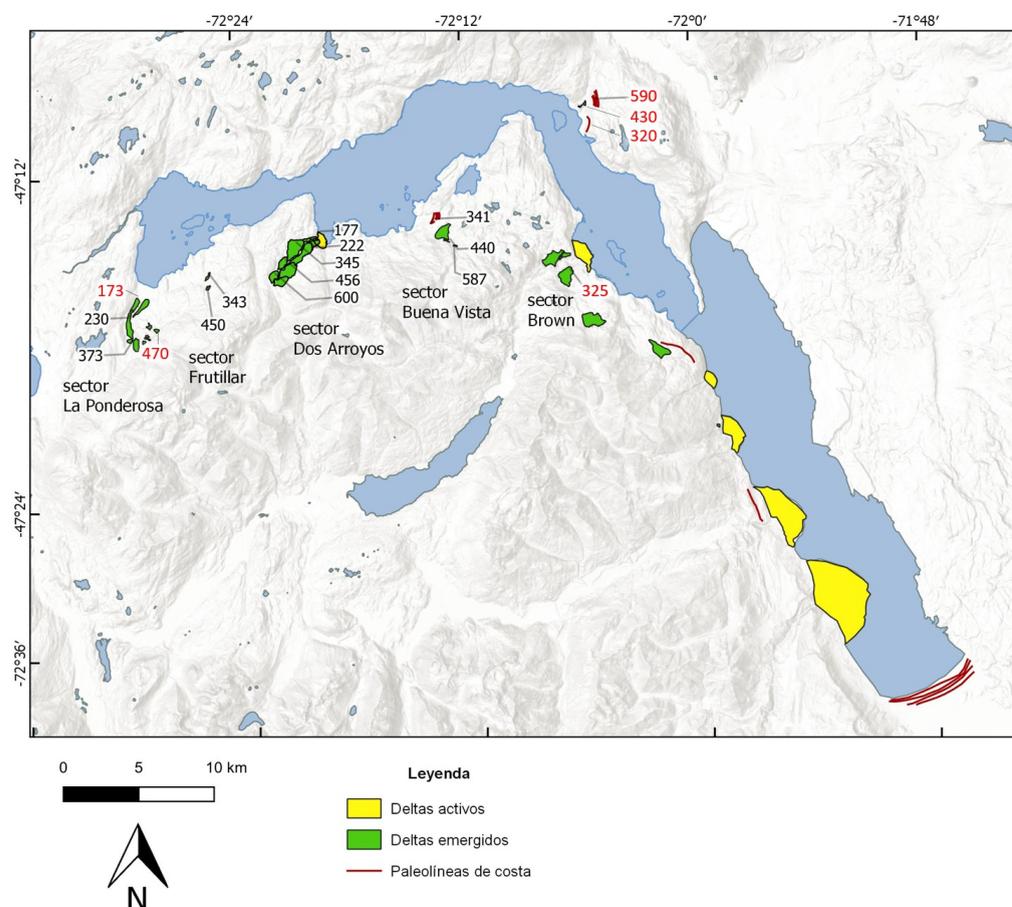


Figura 5.1: Mapa geomorfológico de la costa del Lago CP 1:300000. Los números en negro indican elevaciones medidas con GPS navegador (excepto el sector Dos Arroyos donde se utilizó GPS diferencial) en msnm. Los números en rojo indican elevaciones obtenidas de Google Earth, en msnm.

5.1.3. Sedimentología

Sector Dos Arroyos

Se realizaron descripciones sedimentológicas para afloramientos encontrados en D2, D3 y D4. En el frente de D2 (47.24282S, 72.33160W) se reconoció un afloramiento de morfología tabular y dimensiones de ~ 30 m de ancho y ~ 5 m de alto (Figura 5.6.a). Esta sección se compone de una serie de intercalaciones de sedimentos finos y gruesos, continuos y discontinuos, con espesores variables de escala decimétrica y límites poco definidos.

Los sedimentos finos (Figura 5.6.b) se distribuyen en capas clasto a matriz-soportadas de matriz de arena media a gruesa, de granos angulosos y principalmente metamórficos. Los clastos mayores son de tamaño guijarro, menores a 5 cm de diámetro. Dentro de las estructuras sedimentarias destacan algunas laminaciones horizontales paralelas locales (Figura 5.6.c).

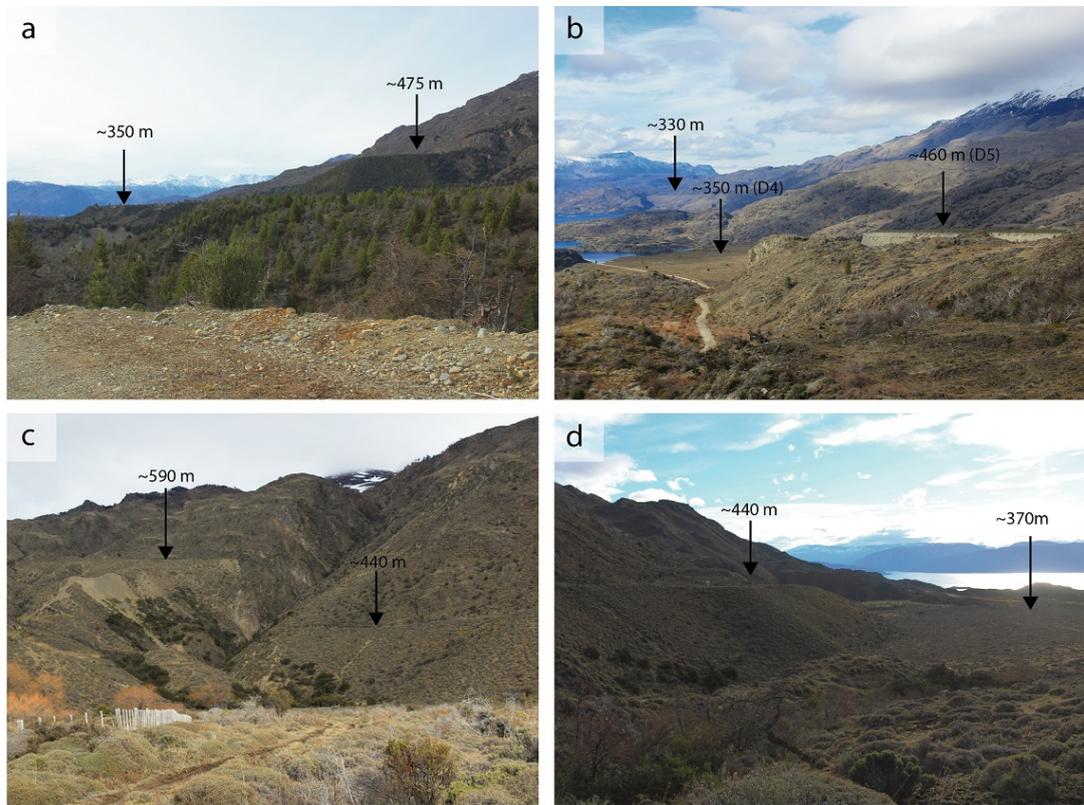


Figura 5.2: (a) Fotografía tomada en sector La Ponderosa donde se observan dos niveles de deltas. (b) Fotografía donde se observan dos deltas del sector Dos Arroyos (D4 y D5) y al fondo, la superficie de paleolíneas de costa del sector Buena Vista. (c) Fotografía tomada en sector Buena Vista desde el nivel de ~ 370 m. Se observan dos de los deltas reconocidos. (d) Fotografía tomada en el sector Buena Vista donde se observan dos niveles deltaicos.

Los sedimentos gruesos se distribuyen en capas clasto-soportadas con clastos de tamaños variables que van de 5 a 30 cm (guijarro a bloques) inmersos en una matriz de grava fina principalmente (gránulos a guijarros) (Figura 5.6.d). Los clastos son redondeados a subredondeados y principalmente metamórficos. En algunos sectores se observa imbricación de los clastos discoidales (Figura 5.6.e), pero no es un rasgo frecuente en este depósito. No fue posible medir una orientación preferencial de las capas en este depósito.

Dadas estas características, se concluye que este depósito corresponde a una facies del topset de D2.

En D3 se reconocieron dos depósitos (47.24273S, 72.34105W). El primero se encuentra en la planicie deltaica, presenta una morfología irregular y altura cercana a los 80 cm en su parte más potente (Figura 5.7). Se compone principalmente de arena fina masiva de buena selección. Se observan algunos cambios de color entre tonalidades más oscuras a blancas, probablemente relacionados al desarrollo de un perfil de suelo. En su base se encuentra limitado por un estrato de clastos tamaño gravas a bloques. Se concluye que tiene un origen eólico.

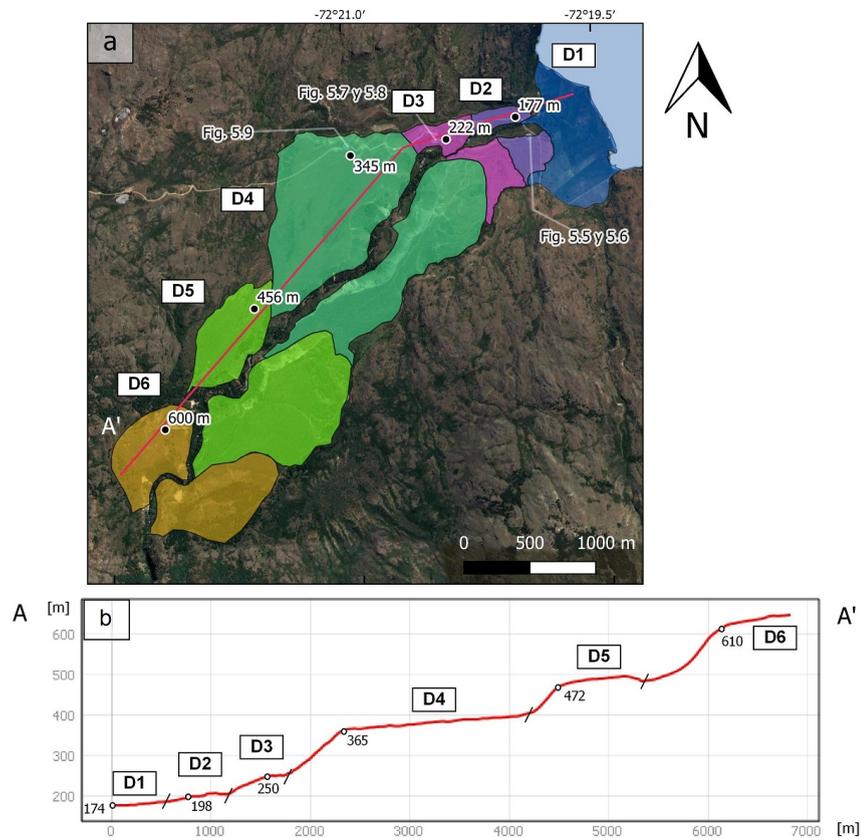


Figura 5.3: (a) Mapa geomorfológico 1:25000 y elevaciones medidas en el quiebre de pendiente de cada delta con GPS diferencial (excepto en D2, que fue medido con GPS navegador). (b) Perfil de elevación trazado en (a) junto con algunos datos obtenidos del DEM ALOS PALSAR en los quiebres de pendiente de los deltas.



Figura 5.4: Fotografía panorámica tomada desde el frente de D5. D4 y D5 se encuentran achurados.

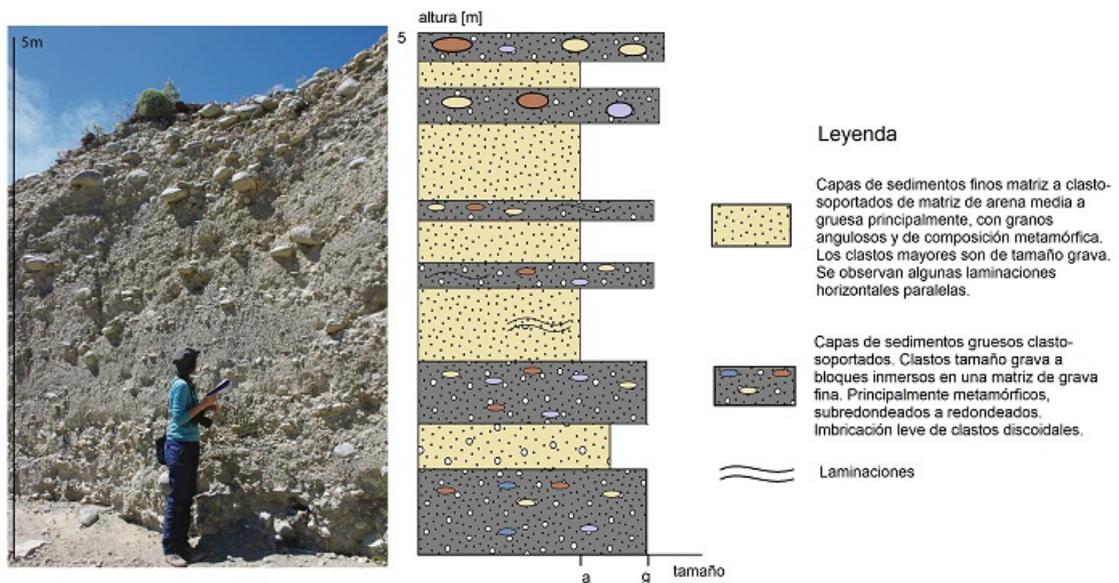


Figura 5.5: Sección del afloramiento descrito en D2 y columna estratigráfica. Su ubicación geográfica se puede ver en la Figura 5.3.a.

El segundo afloramiento reconocido en D3 se encuentra a pocos metros del depósito descrito anteriormente y corresponde a una sección del delta D3. Tiene una morfología irregular y una altura aproximada de 2.3 m (Figura 5.8.a). Se reconocen dos unidades dispuestas de manera discordante entre sí. La Unidad I tiene una morfología tabular, con una altura cercana a los 30 cm. Se compone de sedimentos clasto-soportados, con clastos tamaño grava a bloques de diámetros de 10 a 30 cm, inmersos en una matriz de arena y grava fina (principalmente gránulos). Los clastos presentan un redondeamiento subanguloso. La Unidad II corresponde a un depósito matriz-soportado de altura cercana a los 2 m, con clastos tamaño grava (los más grandes alcanzan los 10 cm) inmersos en una matriz de arena media. Los clastos son predominantemente metamórficos y los de mayor tamaño presentan un mejor redondeamiento mientras que los de menor tamaño son más angulosos. Se observa una imbricación bien desarrollada (Figura 5.8.b) y algunas laminaciones paralelas (Figura 5.8.a). La orientación de las capas es $248^{\circ}10'NO$. Dadas estas características, se concluye que la Unidad I corresponde a un flujo de origen fluvial del topset de D3 y la Unidad II a una facies también fluvial del topset de D3, pero de menor energía que la Unidad I.

En el frente de D4 ($47^{\circ}14.5824S$, $72^{\circ}20.9820W$) se reconoció un afloramiento correspondiente a una sección del delta. Tiene una morfología tabular con una potencia cercana a los 2 m. Se reconocen dos unidades principales dispuestas de manera concordante entre sí (Figura 5.9).

La Unidad I tiene una potencia aproximada de 1.5 m y se compone principalmente de intercalaciones de gruesos y finos fuertemente inclinadas ($\sim 30^{\circ}$). Los gruesos se componen de granos tamaño grava (~ 1 cm) clasto-soportados. Los finos se componen



Figura 5.6: (a) Fotografía general del afloramiento descrito en D2. (b) Fotografía de un estrato de sedimentos finos (arena media a gruesa). (c) Fotografía de laminaciones paralelas en sedimentos finos (arena media a gruesa). (d) Fotografía de un estrato de sedimentos gruesos (grava a guijarro). (e) Fotografía de imbricación en sedimentos gruesos (grava a guijarro).



Figura 5.7: Fotografía del depósito eólico descrito en D3, compuesto principalmente por arena fina.

principalmente de arena fina dispuestos en estratos de 3 a 20 cm con estructuras de laminación paralela. Se midió una orientación de $236^{\circ}30'$ NW.

La Unidad II tiene una potencia cercana a 1 m. Se compone de material matriz a clasto-soportado, con matriz de arena gruesa y clastos tamaño grava, que alcanzan diámetros de hasta 10 cm. No se observan estructuras sedimentarias.

Dadas estas características, se concluye que la Unidad I corresponde a capas de *foreset* y la Unidad II a capas del *topset* de D4.

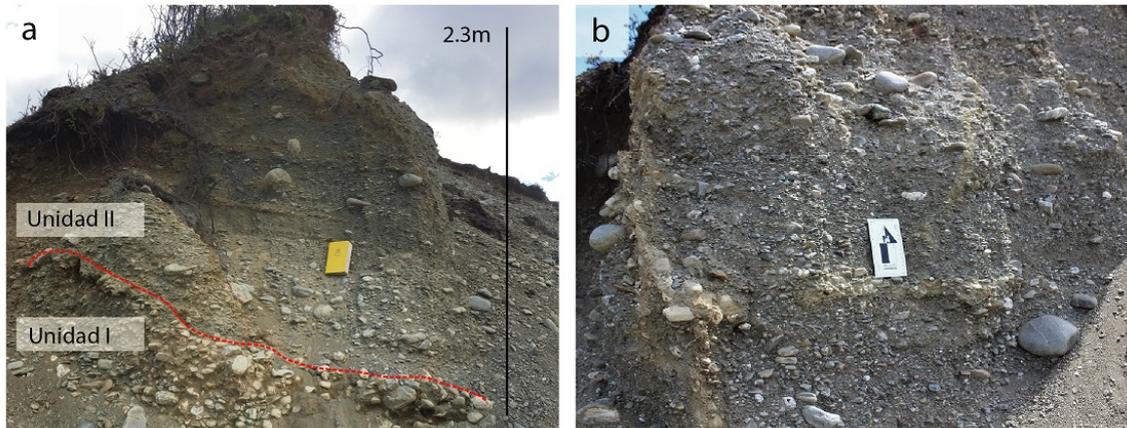


Figura 5.8: (a) Fotografía del afloramiento descrito en D3. Se observa la división de las unidades I y II. En la Unidad II es posible observar algunas laminaciones paralelas. (b) Fotografía donde se observa la imbricación de los sedimentos.

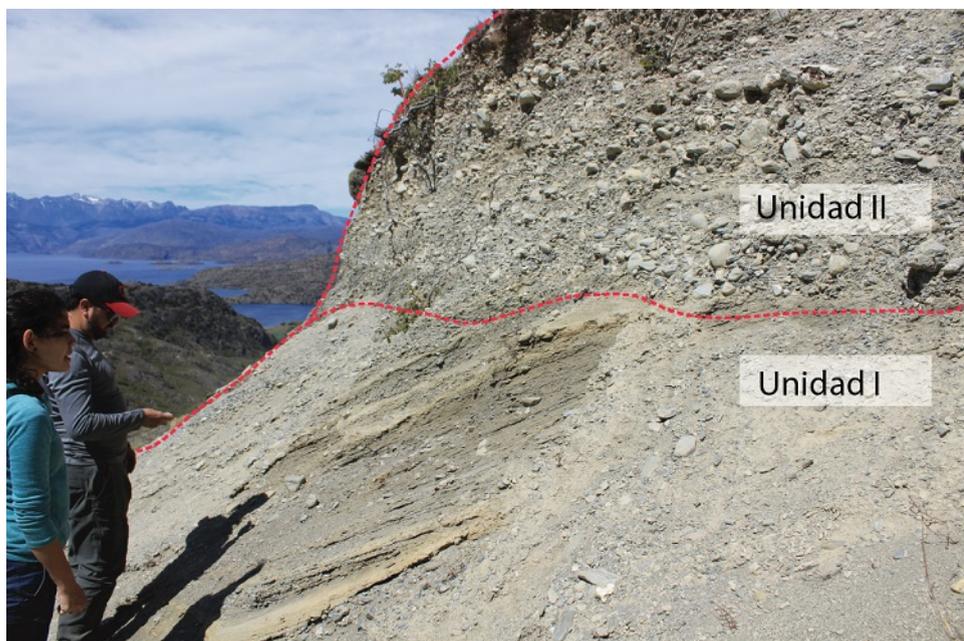


Figura 5.9: Fotografía del afloramiento descrito en D4. Se concluye que la Unidad I corresponde al *foreset* de D4 y la Unidad II al *topset*. Ver ubicación en Figura 5.3.a.

Sector Frutillar

En el sector Frutillar se describió un afloramiento de morfología tabular de ~ 5 m de alto y ~ 20 m de ancho ($47^{\circ}15.589\text{S}$ $72^{\circ}25.668\text{W}$). Se puede dividir en dos unidades (Figura 5.10.a y Figura 5.10.b)

La Unidad I tiene una potencia ~ 2 m y se compone de intercalaciones de sedimentos finos y gruesos fuertemente inclinados ($\sim 30^{\circ}$). Los sedimentos finos son estratos de espesores decimétricos de tonalidad más oscura que se componen principalmente de arena fina a media. Se observan también algunos clastos de mayor tamaño subredondeados que van de 1 a 3 cm de diámetro. Los sedimentos gruesos son estratos de espesores centimétricos de tonalidad más clara. Se componen principalmente de granos tamaño arena gruesa a grava clasto-soportados. Presentan buena selección y en algunos sectores es posible identificar gradación normal (Figura 5.10.c). Dentro de las estructuras sedimentarias se reconocieron algunas laminaciones paralelas.

La Unidad II tiene una potencia de ~ 3 m y se compone de intercalaciones de estratos de potencia centimétrica. Los estratos de tonalidades más oscuras son matriz-soportados, con clastos tamaño grava inmersos en una matriz de arena gruesa. Los sedimentos más claros son clasto soportados, compuestos principalmente de grava (~ 3 cm) subredondeada bien seleccionada con gradación normal. Dentro de las estructuras sedimentarias destacan canales (Figura 5.10.d), estratificación cruzada (Figura 5.10.e) y paralela y algunos lentes de granos más gruesos.

Se concluye que la Unidad I corresponde a una facies de foreset y la Unidad II a una facies de topset de un delta emergido.

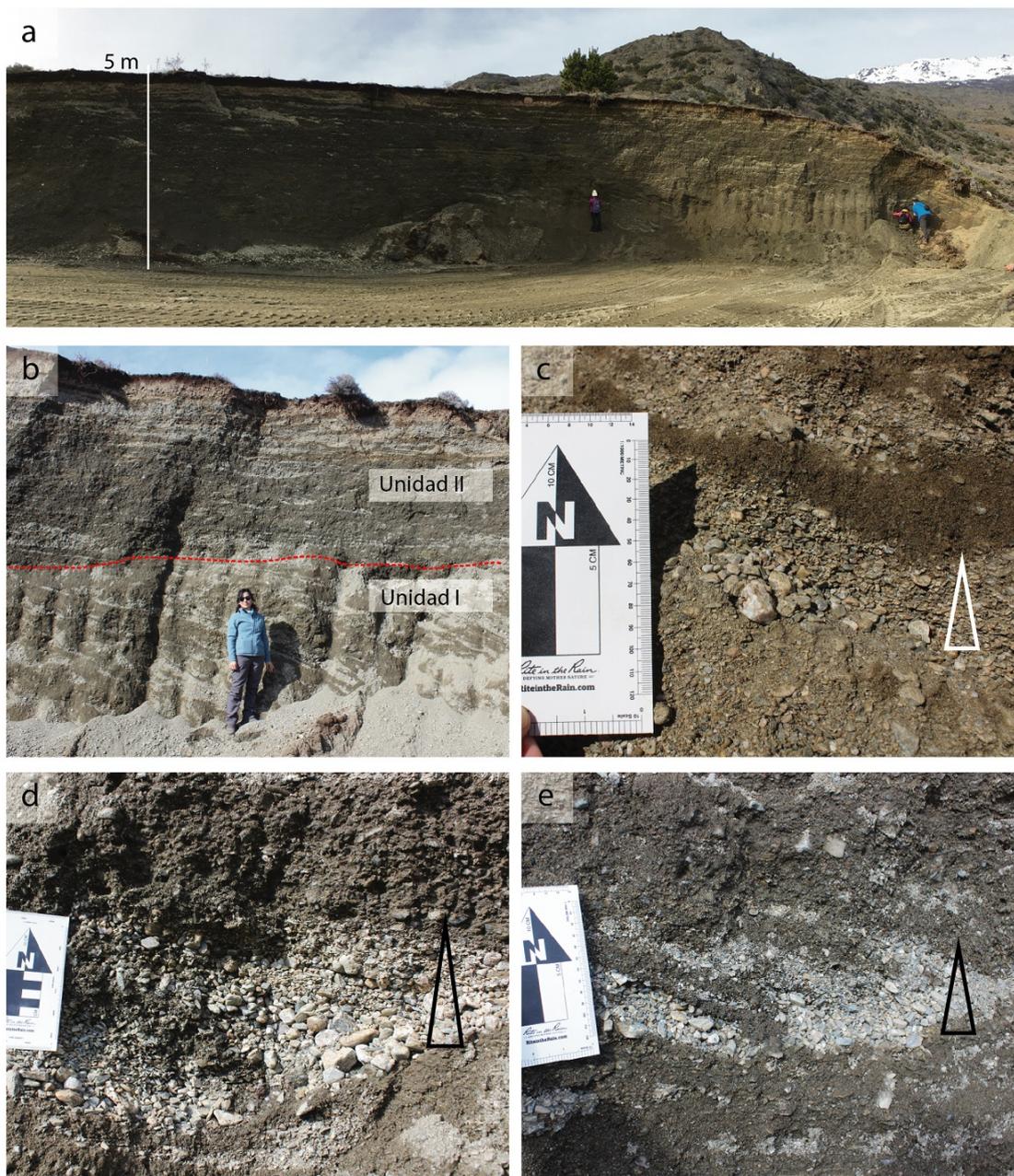


Figura 5.10: (a) Fotografía general del afloramiento descrito en el sector Frutillar. (b) Fotografía donde se observan las dos unidades reconocidas en este depósito. (c) Fotografía de la Unidad I donde se observa una intercalación de sedimentos gruesos (más claros) y finos (más oscuros). En los sedimentos gruesos se presenta gradación normal. (d) Fotografía de la Unidad II donde se observa una estructura de canal rellena de sedimentos gruesos con gradación normal. (e) Fotografía de la Unidad II donde se observa estratificación cruzada. Ver ubicación en Figura 5.3.a.

5.2. Determinación de los paleoniveles del Lago CP a partir de las evidencias geomorfológicas presentes en la zona de estudio

5.2.1. Determinación del gradiente de rebote isostático

En la Figura 5.11 se presentan los resultados obtenidos para el gradiente de alzamiento de cada nivel deltaico medido en terreno. Como se menciona en la metodología, se utilizaron para ello las elevaciones de los quiebres de pendiente entre foreset y topset en deltas emergidos, por ser una buena aproximación de paleonivel. La única excepción corresponde a la medición del sector Buena Vista de 440 m, que se registró en un quiebre de pendiente medido en paleolíneas de costa. El nivel más alto corresponde a n6 y se consideran las mediciones registradas en el sector Buena Vista (587 m) y en el sector Dos Arroyos (600 m, D6). El gradiente obtenido es de 1.3 m/km. Para el nivel n5 se consideran las mediciones del sector Buena Vista (440 m), sector Dos Arroyos (456 m, D5) y sector Frutillar (450 m). El gradiente obtenido es de 0.8 m/km. Para el nivel n4 se consideran las mediciones del sector Brown (325 m), sector Buena Vista (341 m), sector Dos Arroyos (345 m, D4) y sector Frutillar (343 m). El gradiente obtenido es de 0.73 m/km. Para el nivel n3 se consideran las mediciones del sector Dos Arroyos (222 m, D3) y sector La Ponderosa (230 m). El gradiente obtenido es de 0.67 m/km.

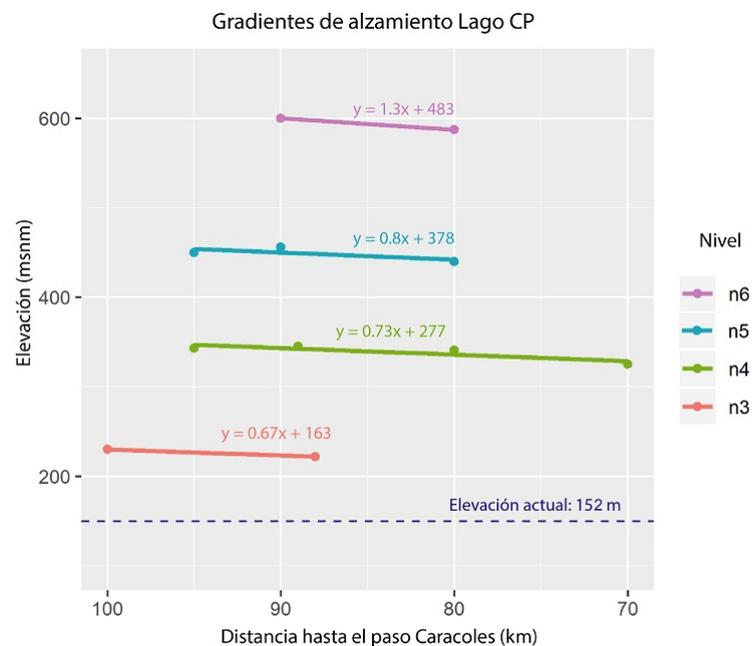


Figura 5.11: Gradientes de alzamiento por rebote isostático obtenidos para los distintos niveles del Lago CP.

5.2.2. Determinación de los paleoniveles del Lago CP

Para determinar los paleoniveles del Lago CP (es decir, la elevación de un nivel específico al momento de su deposición, previo al rebote isostático) se ajustaron las elevaciones obtenidas en los deltas del sector Dos Arroyos de acuerdo a los gradientes calculados en este trabajo (ver sección 4.2). Se eligió este sector debido a que presenta el mejor desarrollo y preservación de deltas emergidos y por contar con medidas de GPS diferencial. Los resultados se presentan en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Ajustes de elevaciones según gradientes de rebotes isostáticos.

Morfología	Elevación (m) GPS diferencial	Gradiente (m/km)	Distancia a Caracoles Col (km)	Paleonivel ajustado (msnm)
D6	600	1.30	90	483
D5	456	0.80	90	384
D4	345	0.73	89	280
D3	222	0.67	88	163

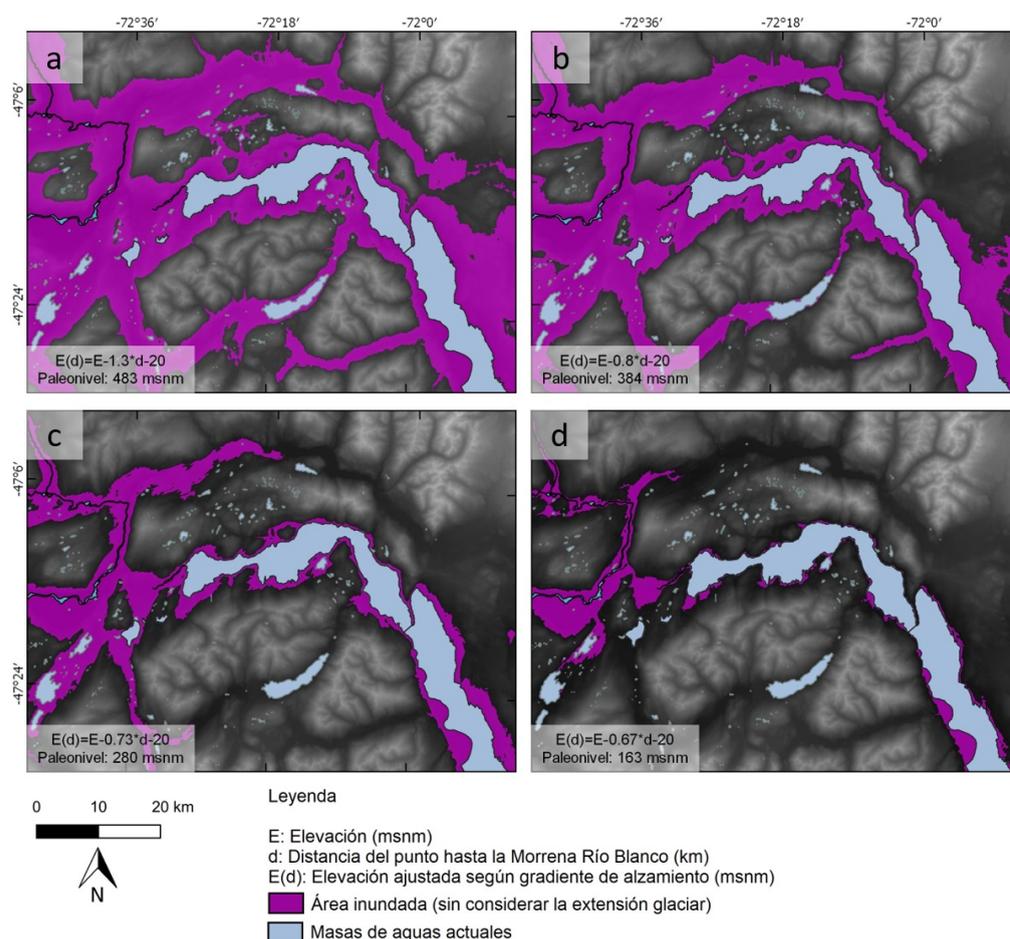


Figura 5.12: Extensión de los paleoniveles determinados. (a) Paleonivel 6 ; (b) paleonivel 5 ; (c) paleonivel 4 ; (d) paleonivel 3.

En la Figura 5.12 se presentan cuatro mapas que muestran el área que sería inundada para cada paleonivel determinado anteriormente (sin considerar la posición del hielo).

5.3. Evaluación de las posibles vías de drenaje de cada paleonivel determinado

En la Figura 5.13 se muestran en detalle las regresiones lineales que se obtuvieron para cada nivel determinado (Figura 5.11) junto con las respectivas vías de drenaje propuestas en la literatura.

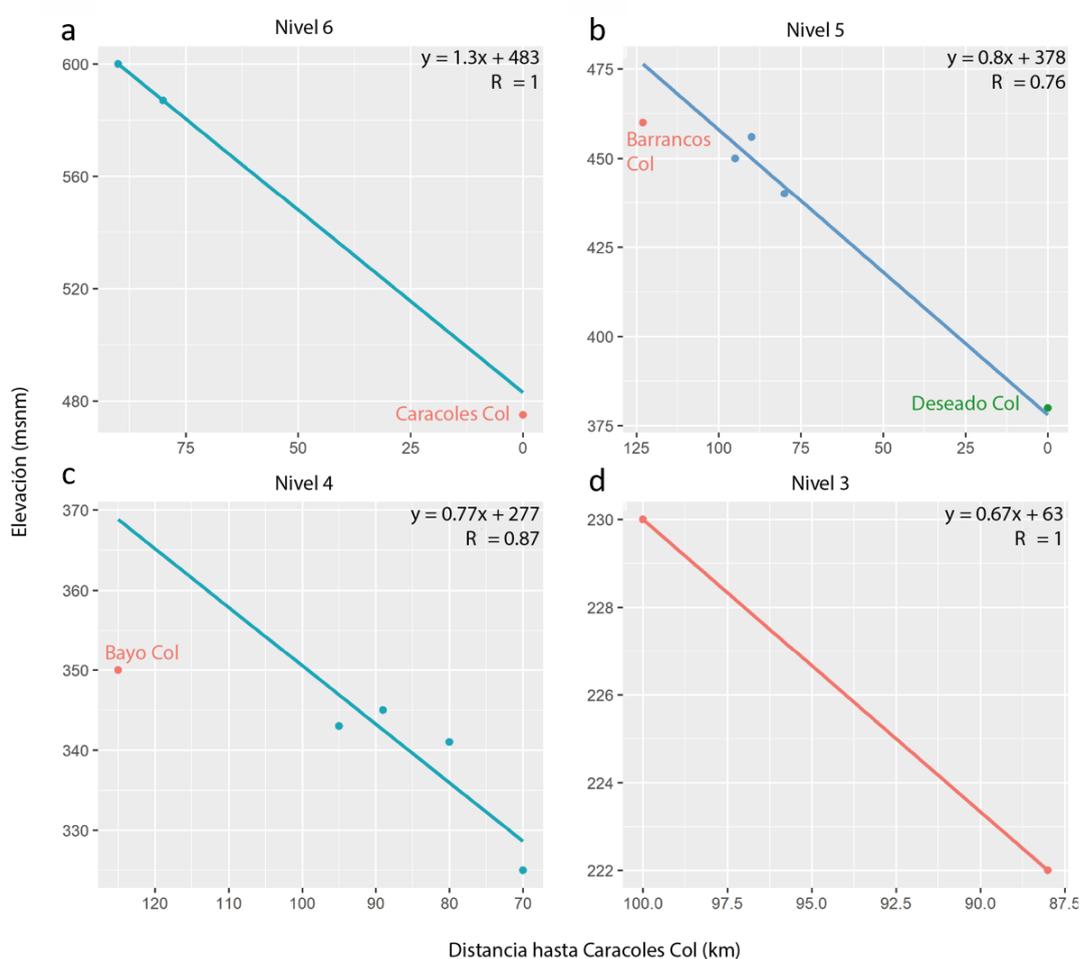


Figura 5.13: Gradientes de alzamiento obtenidos para (a) nivel 6, (b) nivel 5, (c) nivel 4 y (d) nivel 3. En la esquina superior derecha de cada gráfico se encuentra la ecuación de la regresión lineal y su coeficiente de correlación.

Para el nivel 6 solo existe una vía de drenaje posible: Caracoles Col (Turner et al., 2005) (Figura 5.13.a). Ésta presenta una correlación muy alta ($r=1$) con las elevaciones registradas en Dos Arroyos y Buena Vista (Tabla 5.2), lo cual incrementa el gradiente en solo 0.09 m/km.

Para el nivel 5 existen dos posibles vías de drenaje: Deseado Col (Turner et al., 2005) y Barrancos Col (Davies et al., 2018) (Figura 5.13.b). En la Tabla 5.3 se observa que el gradiente se reduce en 0.02 m/km al considerar a Deseado Col y el coeficiente de correlación es muy alto ($r=0.99$). Por otro lado, al considerar a Barrancos Col en el cálculo, el gradiente disminuye en 0.4 m/km y la correlación es moderada ($r=0.77$).

Para el nivel 4 solo existe una vía de drenaje: Bayo Col (Glasser et al., 2016) (Figura 5.13.c). Ésta presenta una correlación moderadamente alta ($r=0.82$) y un gradiente de alzamiento de 0.37 m/km.

Para el nivel 3 se propone el Río Baker como ruta de drenaje (Turner et al., 2005) pero no existe un punto específico identificado, por lo que no se analizó en esta sección.

Tabla 5.2: Gradientes de alzamiento para nivel 6 incluyendo vías de drenaje.

	Solo deltas	Deltas y Caracoles Col
Gradiente (m/km)	1.3	1.39
Coef. de correlación	1	1

Tabla 5.3: Gradientes de alzamiento para nivel 5 incluyendo vías de drenaje.

	Solo deltas	Deltas y Deseado Col	Deltas y Barranco Col
Gradiente (m/km)	0.8	0.78	0.4
Coef. de correlación	0.76	0.99	0.77

Tabla 5.4: Gradientes de alzamiento para nivel 4 incluyendo vías de drenaje.

	Solo deltas	Deltas y Bayo Col
Gradiente (m/km)	0.73	0.37
Coef. de correlación	0.87	0.82

5.4. Determinación de la temporalidad de los eventos de drenaje ocurridos en el Lago CP a partir de datos geocronológicos de publicaciones anteriores

Dentro de los datos geocronológicos recopilados de la literatura y presentados en el Capítulo 3 se seleccionaron aquellos que permiten definir la temporalidad de los paleoniveles determinados en la sección 5.2.2. Estos datos se presentan en la Figura 5.14 y se clasifican como edades para los paleoniveles 6, 5, 4 y 3. Se incluyen también en la figura algunas morrenas consideradas relevantes para las vías de drenaje. El detalle de estos datos se encuentra en los Anexos 2, 3 y 4.

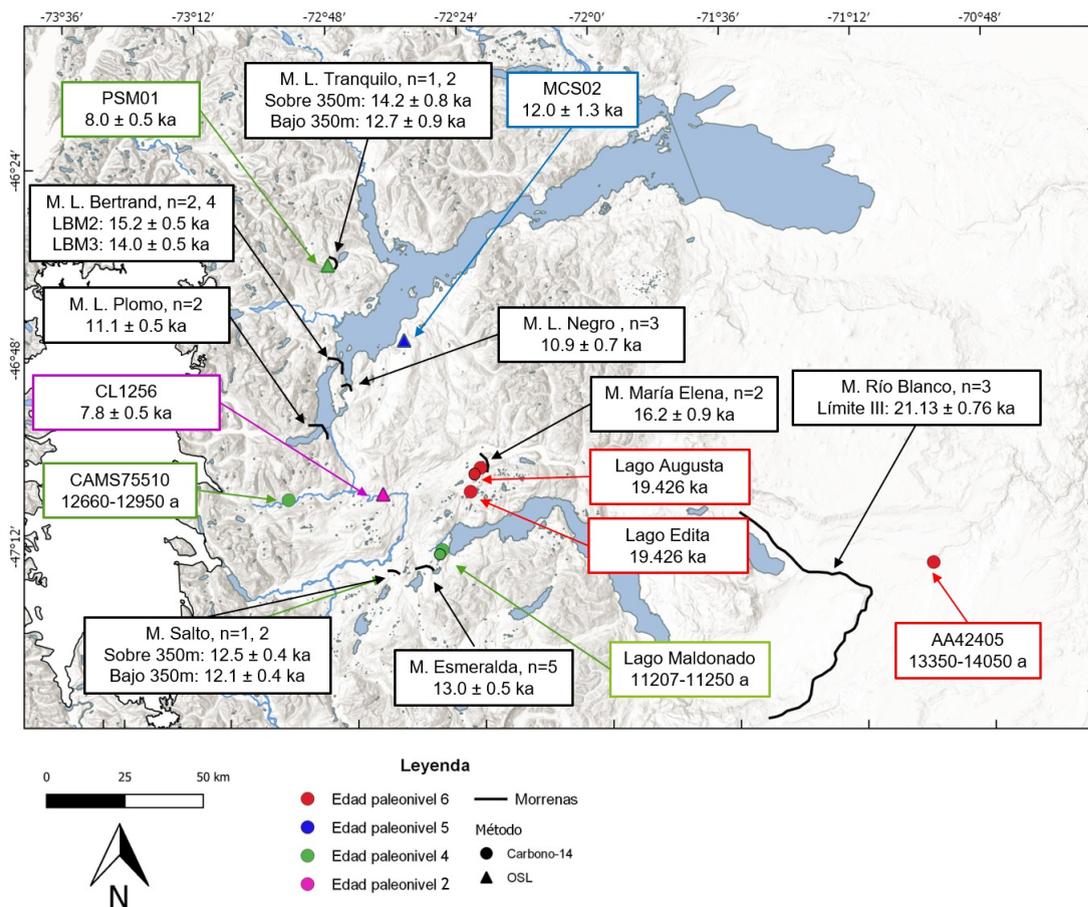


Figura 5.14: Edades seleccionadas para los paleoniveles 6, 5, 4 y 2. Se muestran en la figura también los promedios de edad de algunas morrenas donde n es el número de datos utilizados.

Capítulo 6

Discusiones

6.1. Morfoestratigrafía del Lago CP

En este estudio se lograron identificar una serie de morfologías indicadoras de paleoniveles en la costa del Lago CP, las cuales incluyen paleolíneas de costa y deltas emergidos. Estas se encuentran principalmente en la costa sur del lago, pero también son observables en la costa norte (Figura 5.1). En términos de elevaciones, es posible reconocer cinco niveles recurrentes a lo largo del lago. El nivel 6 tiene ~ 600 m de elevación y es observable en el sector Dos Arroyos, Buena Vista y en la ribera norte del lago. Estas observaciones indican que no se puede tratar de un lago local represado por el hielo y por lo tanto, al momento de la depositación de estas morfologías, el lóbulo glacial LCP debería haber retrocedido al menos hasta el oeste inmediato al sector Dos Arroyos. El nivel 5 tiene una elevación de ~ 450 m y se observa en el sector La Ponderosa, Frutillar, Dos Arroyos, Buena Vista y en la ribera norte del lago. Esto indica que el lóbulo glacial LCP dejó de cubrir la extensión actual del lago de manera previa a la depositación de estas morfologías. El nivel 4 tiene una elevación de ~ 350 m y se presenta en todos los sectores estudiados del lago. Las morfologías asociadas a este nivel son las que presentan el mejor desarrollo y la mayor distribución. Esto indica una mayor estabilidad del lago a este nivel y posiblemente una mayor longevidad en comparación a las morfologías de otros niveles. Los niveles 3 y 2 se ubican respectivamente a ~ 220 y ~ 180 m. Ambos se presentan en La Ponderosa y Dos Arroyos, sin embargo, el nivel 2 no fue posible de medir en terreno ya que el cambio de pendiente es muy poco pronunciado. Se considera en este caso una elevación de Google Earth.

En los deltas donde se realizaron descripciones sedimentológicas, se observa en general que los topset presentan tamaños de grano de grava a bloques, mientras que los foreset varían de arena fina a grava. Además, en los afloramientos donde se presentan depósitos de topset, se observan inclinaciones muy marcadas, de $\sim 30^\circ$. Estas características permiten clasificar las morfologías estudiadas como deltas tipo Gilbert. Este tipo de deltas también ha sido descrito en el Lago GCBA (Bell, 2008),

lo cual sugiere que los procesos de formación de ambos sistemas deltaicos fueron similares.

Con respecto a las facies de topset descritas en D2, D3 y D4, estas presentaron las siguientes similitudes: clastos de origen predominantemente metamórfico, los clastos de mayor tamaño presentan un mejor redondeamiento mientras que los de menor tamaño son más angulosos, selección de los clastos media, preferentemente clasto-soportados, estructuras sedimentarias de lentes y laminación paralela. Por otro lado, se observó una clara diferencia en los tamaños de los bloques encontrados en los niveles de sedimentos gruesos. En D2, los bloques alcanzan diámetros de hasta 30 cm, mientras que en D3 y D4 los diámetros no superan en general los 10 cm. Esto podría estar asociado a un aumento de la temperatura durante la depositación de D2, ya que al aumentar la temperatura, el derretimiento de hielo es mayor, lo cual puede provocar un aumento del caudal alimentador, transportando clastos de mayor tamaño.

6.2. Paleoniveles del Lago Cochrane

El estudio de los deltas emergidos y paleolíneas de costa del Lago CP permitió la identificación de seis niveles recurrentes de elevaciones, los cuales se asocian a periodos estables del Lago CP. Éstos presentan un gradiente de alzamiento hacia el oeste producto del rebote isostático que experimentó la zona tras el retiro de los glaciares. Usando las elevaciones obtenidas en este trabajo fue posible estimar estos gradientes (sección 5.2.1). Los paleoniveles fueron calculados en base al sector Dos Arroyos (Tabla 5.1), ya que presenta un buen desarrollo de todos los niveles identificados y además, cuenta con datos de elevación obtenidos con GPS diferencial.

El paleonivel 6 tiene una elevación ajustada de 483 m y en la Figura 5.12.a se observa que habría estado conectado con el Valle de Chacabuco a través del paso Puesto Tejuelas y con el Valle del Brown (Figura 3.1). La unión con el Valle de Chacabuco por Puesto Tejuelas requiere que el hielo se haya mantenido bloqueando ambos valles en su margen oeste, lo cual es coherente con la ubicación de las morfologías asociadas a este nivel en el Lago CP, ya que su primera aparición (de oeste a este) es en el sector Dos Arroyos. De ser así, la única vía de drenaje posible es a través de Caracoles Col, la cual presenta una muy alta correlación con las elevaciones determinadas para este nivel ($r=1$) (Figura 5.13.a). Como edad máxima para este paleonivel se considera el límite III de la morrena Río Blanco (21.3 ± 0.7 ((Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2011))) y como edad de drenaje se consideran los datos de los lagos Augusta (440 m) (Villa-Martínez et al., 2012) y Edita (570 m) (Henríquez et al., 2017). El primero se ubica en el Valle de Chacabuco y el segundo se ubica en el paso que une ambos valles a través de Puesto Tejuelas. Ambos lagos presentan edades de término de sedimentación glaciolacustre prácticamente iguales, estimadas en 19.426 ka (Henríquez et al., 2017). Esto indicaría que ambas cuencas se volvieron cerradas a la misma edad, y por lo tanto, el nivel de dicho lago unido

(Cochrane-Chacabuco) debe haber disminuido bruscamente, provocando la separación de las cuencas (por Puesto Tejuelas) y la disminución del nivel del agua en más de 100 m para el Valle de Chacabuco. La causa más probable para este evento es una ruptura de hielo hacia el oeste de ambos lagos. Dados estos resultados, los datos correspondientes a la morrena María Elena (16.2 ± 0.9 ka ((Boex et al., 2013))) solo pueden considerarse como edades mínimas para el retiro glacial, al igual que la edad de la muestra AA42405 (13350-14050 calBP ((Turner et al., 2005))), por lo que no tienen mayor relevancia en este trabajo.

El paleonivel 5 tiene una elevación ajustada de 384 m y en la Figura 5.12.b se observa que la unión del Lago CP con el Valle de Chacabuco ya no existiría a través de Puesto Tejuelas. Por otra parte, la conexión con el Valle del Brown seguiría activa, lo cual explicaría porque no existen deltas desarrollados en este sector para elevaciones asociadas a este nivel. Con respecto a las vías de drenaje, existen dos propuestas en la literatura para este nivel: Deseado Col (380 m) (Turner et al., 2005) y Barrancos Col (460 m) (Davies et al., 2018) (Figura 3.1). La primera tiene una muy alta correlación con las elevaciones asociadas a este nivel ($r=0.99$), sin embargo, esta ruta requiere la unión del Lago CP con el Lago GCBA, que según los datos de la morrena Lago Bertrand, no habría ocurrido hasta después de 14.0 ± 0.5 ka. Esto sería coherente con una edad mínima de OSL ubicada en la costa del Lago GCBA de 12.0 ± 1.3 ka. Sin embargo, esto no es consistente con lo determinado a partir del Lago Edita ni Augusta, ya que implica un lapsus de 5,000 años entre el paleonivel 6 y 5, sin una vía de drenaje aparente, lo cual no tiene mucho sentido considerando que la recarga (por derretimiento glacial) sigue de manera constante.

La segunda vía de drenaje propuesta es Barrancos Col. Ésta presenta una correlación moderada con las morfologías de este nivel ($r=0.77$), sin embargo, el gradiente tiene una tendencia a la baja (0.4 m/km). Esta ruta se propuso como una respuesta alternativa al desagüe por el Río Deseado, considerando la edad determinada para la morrena Lago Bertrand (Davies et al., 2018). Según Thorndycraft et al. (2019) este evento se produjo por un colapso de una represa de hielo que permitió la separación del Campo de Hielo Norte y el Monte San Lorenzo, lo cual derivó en una reversa del drenaje que liberó ~ 37 km³ en el Océano Pacífico. De ser así, lo más probable es que el hielo haya retrocedido lo suficiente para permitir la conexión del Lago CP con el Valle de Chacabuco a través del Valle del Baker, lo cual es coherente con la distribución de las morfologías asociadas a este nivel en el Lago CP. En este caso se puede considerar la edad basal del Lago Augusta para datar este evento de drenaje, como sugirió Thorndycraft et al. (2019).

Por lo tanto, el paleonivel 6 dejó de existir a los 19.4 ka debido a una ruptura de hielo que permitió la unión de los valles Chacabuco-Cochrane y que marcó el inicio del desagüe hacia el Océano Pacífico a través del paso Barrancos.

El paleonivel 4 tiene una elevación ajustada de 280 m. En la Figura 5.12.c se observa que el Lago CP dejaría de estar conectado con el Valle del Brown, lo cual explica los deltas asociados a este nivel dispuestos en su desembocadura. Dada la gran evidencia geomorfológica de este nivel en las cuencas de los lagos GCBA y CP se

concluye que las cuencas se habrían mantenido unidas a esta elevación (Turner et al., 2005; Bell, 2008; Hein et al., 2010; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019). Esto implica que la edad de la morrena Lago Bertrand sería una buena aproximación para el comienzo de este paleonivel ya que es el lugar por donde se habrían unido los lagos. La única vía de drenaje propuesta para este nivel es el Bayo Col (~ 350 m), el cual se ubica hacia el norte del Lago GCBA (Figura 3.1). Si vemos los resultados de la Tabla 5.4, se observa que el gradiente de alzamiento presenta una tendencia a la baja al considerar esta ruta (0.37 m/km), pero la correlación se mantiene moderadamente alta ($r=0.82$). Sin embargo, es necesario tener en cuenta que dado que el Río Bayo se encuentra a la misma latitud que el Lago GCBA, este fue afecto a una tasa de rebote isostático distinta a la que sufrió el Lago CP. Por lo tanto, el análisis de gradiente de alzamiento no es un buen indicador en este caso. Como edad de drenaje para este paleonivel vamos a considerar la edad basal del Lago Maldonado (333 m) de mediana ponderada de 11.2 ka (en base a cuatro dataciones por radiocarbono, datos no publicados). Esta edad es coherente con la edad mínima de OSL (PSM01) de 8.0 ± 0.5 ka obtenida en la costa del Lago GCBA. Además, se cuenta con una edad directa obtenida en un delta kame (CAMS 75510) de $12660-12950$ calBP, que sería también coherente con el rango de edad propuesto para este nivel.

Para el paleonivel 3 se obtuvo una elevación ajustada de 163 m. En la Figura 5.12.d se observa que su extensión fue prácticamente igual a su extensión actual siendo el Río Baker la única vía de drenaje posible. Esto implica que el inicio de este paleonivel fue al abrirse el Valle del Baker, lo cual marca la separación definitiva de los campos de hielo norte y sur, a los 11.2 ka. No se cuentan con edades mínimas para este paleonivel.

Para el paleonivel 2 solo se cuenta con una edad mínima de 7.8 ± 0.5 ka, obtenida por el método de OSL en el Valle del Baker (190 m) (Thorndycraft et al., 2019). Esta edad sería coherente con la edad de drenaje determinada para el paleonivel 4.

En resumen, los resultados obtenidos en este trabajo permiten proponer una evolución del Lago CP conformada por al menos cuatro etapas (Figura 6.1):

1. Etapa 1 ($\sim 21.1-19.4$ ka): El Lago CP se habría formado inmediatamente después del inicio de la deglaciación, la cual fue particularmente rápida en su comienzo, con un retiro de ~ 90 km en ~ 1500 años (Henríquez et al., 2017). El Lago CP se habría mantenido a una elevación inicial de ~ 480 m, controlado por la vía de drenaje del Río Caracoles (Turner et al., 2005), que desembocaba en el Océano Atlántico. Además, durante esta etapa el Lago CP se encontraría unido con el Valle de Chacabuco a través de Puesto Tejuelas, por lo que se infiere que el hielo se encontraba en el margen oeste del Lago CP, entre el sector Frutillar y Dos Arroyos.
2. Etapa 2 ($\sim 19.4-14.0?$ ka): El nivel del Lago CP se encontraba a ~ 380 m y era controlado por Barrancos Col, lo cual marca el inicio del drenaje hacia el Pacífico en vez del Atlántico. El límite de edad inferior no se encuentra bien definido pero se considera la edad de la morrena Lago Bertrand como edad

tentativa ya que indica la edad mínima de unión de los lagos CP y GCBA.

3. Etapa 3 ($\sim 14.0\text{?}-11.2$ ka): El Lago CP se encontraba a una elevación de ~ 280 m y unido con el Lago GCBA. La vía de drenaje habría sido a través del Río Bayo, hacia el Océano Pacífico.
4. Etapa 4 (~ 12.8 ka - presente): Se inicia con la apertura del Río Baker, alcanzando de este modo la configuración actual de drenaje. Existen tres niveles deltaicos asociados a esta vía de desagüe (sector Dos Arroyos: D3, D2 y D1), lo cual se explicaría con distintos procesos de inundación producidos por rupturas de morrenas, que son evidenciados por depósitos de GLOFs mapeados en el Valle del Baker (Thorndycraft et al., 2019). La única edad asociada a este nivel establece una edad de ~ 8 ka para el nivel actual del lago (Thorndycraft et al., 2019).

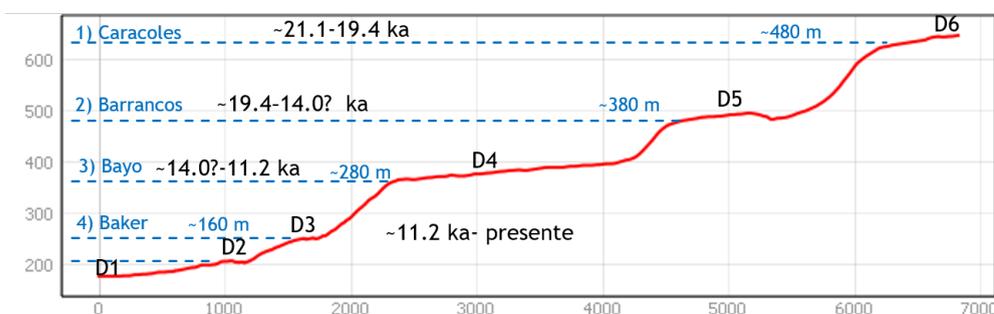


Figura 6.1: Etapas propuestas para el desarrollo del Lago CP.

Con respecto al modelo de la Figura 6.1, cabe señalar la diferencia entre la extensión superficial y temporalidad de los deltas D5 y D4. D5, que es aparentemente de menor tamaño que D4, se habría depositado en un periodo cercano a los 5,000 años, mientras que D4 se habría depositado en $\sim 3,000$ años. Esto podría indicar que el límite de edad entre ambos puede ser mayor que 14 ka, si es que se consideran tasas de sedimentación similares.

6.3. Implicancias paleoclimáticas

La reconstrucción de las distintas etapas del Lago CP propuesta en la Sección 6.2 permite concluir lo siguiente con respecto a las condiciones paleoclimáticas de la zona:

- De acuerdo a los datos geocronológicos analizados, el paleonivel 4 se habría depositado entre los 14.0-11.2 ka aproximadamente, lo cual coincide con el ACR (14.7-13.0 ka) y el YD (12.9.0-11.5 ka). Considerando el amplio desarrollo de morfologías asociadas a este nivel, se piensa que su estabilidad estuvo favorecida por condiciones climáticas frías que mantuvieron los glaciares estables previniendo rupturas de hielo y por ende, drenajes abruptos. Asimismo, esto apoya la idea del fin del

paleonivel 4 por una ruptura de hielo en consecuencia al aumento de temperatura, lo cual permitió la apertura total del Valle del Baker.

- El continuo aumento de las temperaturas posterior al ACR y el YD produjo un prolongado aumento del derretimiento de los glaciares, en consecuencia, los flujos alimentadores de los deltas fueron capaces de transportar clastos de mayor tamaño. Esto se ve reflejado en la granulometría de los topset descritos en el sector Dos Arroyos. En D2 y D3 (post-ACR-YD) existe evidencia de flujos de mayor energía; en D2 se presentan bloques de hasta 30 cm y en D3 se reconoció un flujo fluvial de clastos tamaño bloque. Por otro lado, en D4 (ACR-YD) los clastos no superan los 10 cm de diámetro. Lo mismo ocurre con el delta descrito en el sector Frutillar, donde los clastos son principalmente de tamaño arena-grava. Estas observaciones apoyan la edad ACR-YD determinada para el paleonivel 4 y su drenaje asociado a la separación de los campos de hielo.

Previamente, (Turner et al., 2005) había propuesto que la edad de separación de los campos de hielo norte y sur sería a los 12.8 ka, lo cual es coincidente con el fin del ACR y el inicio del YD, por lo que concluyó que los cambios glaciales de Patagonia Central estaban influenciados por las condiciones climáticas predominantes en la Antártica, y fuera de fase con el hemisferio norte. Sin embargo, los nuevos datos estudiados en este trabajo señalan que la edad de separación de los campos de hielo sería a los 11.2 ka, es decir, posterior al YD. Esto indica que la estabilidad glacial se mantuvo durante el YD y por lo tanto, no se puede descartar la influencia del YD en Patagonia Central.

En síntesis, los resultados obtenidos en este trabajo sustentan la hipótesis planteada al comienzo de esta investigación, es decir, que existieron al menos 6 etapas de estabilidad en el Lago Cochrane, evidenciadas por las morfologías presentes a lo largo de su costa. Éstas a su vez aportan información sobre la posición del hielo y serían asociables a eventos paleoclimáticos (ej: ACR, YD).

Capítulo 7

Conclusiones

En este trabajo se identificaron y describieron distintas morfologías indicadoras de paleoniveles en la costa del Lago CP, las cuales incluyeron deltas emergidos y paleolíneas de costa. La formación de estas morfologías se asocia a distintas etapas de estabilidad del lago, las cuales fueron interrumpidas por procesos de drenajes abruptos (drenaje punteado), cuya causa más posible son rupturas de represas del hielo que lo contenía.

De este modo se identificaron seis niveles y para cada nivel se estimó su gradiente de alzamiento respectivo. Así, se obtuvieron las elevaciones de los paleoniveles lo cual permitió evaluar las distintas vías de drenaje propuestas en la literatura. Finalmente, se analizaron los datos geocronológicos publicados en la zona para acotar los límites de tiempo de cada nivel.

De acuerdo a los resultados obtenidos fue posible plantear cuatro etapas de evolución del Lago CP, separadas de acuerdo a su respectiva vía de drenaje: (1) a los ~ 21.1 - 19.4 ka, el lago se encontraba conectado con el Valle de Chacabuco a través de Puesto Tejuelas a ~ 480 m de elevación y drenaban hacia el Océano Atlántico por el Río Caracoles; (2) a los ~ 19.4 ka, ocurre una ruptura de hielo que permite la apertura de Barrancos Col (inicio del drenaje hacia el Pacífico), provocando un descenso del nivel del lago a ~ 380 m que se mantiene hasta ~ 14.0 ka; (3) a ~ 14.0 ka el Glaciar Soler ha retrocedido lo suficiente para permitir la unión de las cuencas del Lago Cochrane y General Carrera. Esto permite el desagüe del Cochrane a través del Río Bayo, con un paleonivel de ~ 280 m; (4) finalmente, a los ~ 11.2 ka, se abre completamente el Valle del Baker, lo cual marca la separación definitiva de los campos de hielo norte y sur. Esto permite el inicio del drenaje por esta vía hacia el Pacífico, la cual se mantiene hasta la actualidad. Tres de los niveles reconocidos habrían drenado por el Baker, lo cual fue provocado posiblemente por rupturas de morrenas y consiguientes inundaciones, evidenciados por los depósitos de GLOFs (Thorndyrcraft et al., 2019).

Los resultados encontrados indican que el nivel 4 (~ 350 m), que presenta la mejor preservación de morfologías en las cuencas de los lagos Cochrane y General Carrera, se habría desarrollado durante el ACR y YD. Considerando el amplio registro de morfologías a esta elevación, se propone que la estabilidad del lago durante esta etapa estuvo controlada por temperaturas frías que previnieron colapsos de las represas de hielo. Esta etapa concluyó de manera posterior al YD por lo que los resultados encontrados en este trabajo no permiten descartar la influencia de este último en la zona. Posteriormente, el constante aumento de temperatura habría provocado un mayor derretimiento de los hielos lo cual generó un aumento de la energía de los flujos alimentadores de los deltas identificados, evidenciada por el mayor tamaño de clastos encontrados en los cuerpos de menor elevación.

Algunas de las limitaciones de este trabajo son las siguientes:

- Los gradientes de alzamiento fueron calculados principalmente en base a datos de GPS navegador, cuyo error vertical es cercano a 5 m. Este error es considerable en trabajos de este tipo, por lo que hay que utilizar los valores calculados con la correspondiente medida.

- Los datos geocronológicos en esta zona son muy limitados, y en algunos casos carecen de confiabilidad, lo cual dificulta la selección de los datos y constituye una posible fuente de error.

Se recomienda visitar nuevamente los deltas emergidos y paleolíneas de costa del Lago Cochrane para registrar sus elevaciones con GPS diferencial. Además, se piensa que las edades más confiables para esta investigación provienen de los testigos de sedimentos extraídos en lagos de cuencas cerradas cercanas en los alrededores del Lago CP, por lo que sería apropiado realizar más trabajos de este tipo en lagos de elevaciones cercanas a los niveles 5, 3 y 2 para acotar sus edades. La de mayor prioridad corresponde al paleonivel 5, ya que la única edad que se tiene para especificar su límite inferior es la morrena Lago Bertrand.

Bibliografía

- Alexanderson, H. & Murray, A. S. (2012). Problems and potential of osl dating weichselian and holocene sediments in sweden. *Quaternary Science Reviews*, 44, 37–50.
- Alley, R. B. (2000). The younger dryas cold interval as viewed from central greenland. *Quaternary science reviews*, 19(1-5), 213–226.
- Arche, A. & Rodríguez, J. (1989). *Sedimentología, Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Bell, C. (2008). Punctuated drainage of an ice-dammed quaternary lake in southern south america. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 90(1), 1–17.
- Bendle, J. M., Thorndycraft, V. R., & Palmer, A. P. (2017). The glacial geomorphology of the lago buenos aires and lago pueyrredon ice lobes of central patagonia. *Journal of Maps*, 13(2).
- Bennett, M. M. & Glasser, N. F. (2011). *Glacial geology: ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons.
- Biblioteca del Congreso Nacional (2019). Clima y vegetación región de aysén. Accedido el 11-03-2019 a [urlhttps://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region11/clima.htm](https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region11/clima.htm).
- Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dallenbach, A., Indermuhle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., & Barnola, J. M. (1997). Timing of the antarctic cold reversal and the atmospheric co2 increase with respect to the younger dryas event. *Geophysical Research Letters*, 24(21), 2683–2686.
- Boex, J., Fogwill, C., Harrison, S., Glasser, N. F., Hein, A., Schnabel, C., & Xu, S. (2013). Rapid thinning of the late pleistocene patagonian ice sheet followed migration of the southern westerlies. *Scientific Reports*, 3.
- Bourgeois, J., Cisternas, M. E., Braucher, R., Bourles, D., & Frutos, J. (2016). Geomorphic records along the general carrera (chile)–buenos aires (argentina) glacial lake (46–48 s), climate inferences, and glacial rebound for the past 7–9 ka. *The Journal of Geology*, 124(1), 27–53.
- Broecker, W. S. (2006). Was the younger dryas triggered by a flood? *Science*, 312(5777), 1146–1148.
- Caldenius, C. C. Z. (1932). Las glaciaciones cuaternarias en la patagonia y tierra del fuego: Una investigación regional, estratigráfica y geocronológica.—una comparación con la escala geocronológica sueca. *Geografiska Annaler*, 14(1-2), 1–164.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710–714.
- Clark, P. U. & Mix, A. C. (2002). Ice sheets and sea level of the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 1–7.
- Davies, B. J., Thorndycraft, V. R., Fabel, D., & Martin, J. R. V. (2018). Asynchronous glacier dynamics during the antarctic cold reversal in central patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 200, 287–312.

- De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., & Quiroz, D. (2004). *Geología del Área Oriental de las Hojas Cochran y Villa O'Higgins: Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo*. Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No. 85, 57 p., 1 mapa escala 1:250000.
- Douglass, D., Singer, B., Kaplan, M., Mickelson, D., & Caffee, M. (2006). Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, lago buenos aires, argentina: interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology*, 1(1), 43–58.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180–195.
- Glasser, N. F., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G. A., & Kubik, P. W. (2006). Evidence from the rio bayo valley on the extent of the north patagonian icefield during the late pleistocene–holocene transition. *Quaternary Research*, 65(1), 70–77.
- Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., & Jansson, K. N. (2012). Younger dryas and early holocene age glacier advances in patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 58, 7–17.
- Glasser, N. F. & Jansson, K. N. (2005). Fast-flowing outlet glaciers of the last glacial maximum patagonian icefield. *Quaternary Research*, 63(2), 206–211.
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Duller, G. A. T., Singarayer, J., Holloway, M., & Harrison, S. (2016). Glacial lake drainage in patagonia (13-8 kyr) and response of the adjacent pacific ocean. *Scientific Reports*, 6.
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., & Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and pleistocene history of south america between 38 degrees s and 56 degrees s. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4), 365–390.
- Hein, A. S., Hulton, N. R. J., Dunai, T. J., Sugden, D. E., Kaplan, M. R., & Xu, S. (2010). The chronology of the last glacial maximum and deglacial events in central argentine patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1212–1227.
- Henríquez, W. I., Villa-Martínez, R., Vilanova, I., Pol-Holz, R. D., & Moreno, P. I. (2017). The last glacial termination on the eastern flank of the central patagonian andes (47 s). *Climate of the Past*, 13(7), 879–895.
- Hepp, C., Reyes, C., & Muñoz, R. (2018). *Análisis de datos históricos de cinco estaciones meteorológicas de la región de Aysén*. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Centro de Investigación INIA Tamel Aike, Coyhaique, Aysén-Patagonia, Chile.
- Hoek, W. Z. (2008). The last glacial-interglacial transition. *Episodes*, 31(2), 226–229.
- Horta, L. R., Busnelli, J., Georgieff, S. M., & Aschero, C. A. (2013). Landform analysis of the pueyrredon lake area in northwestern santa cruz, argentina. *Quaternary International*, 317, 19–33.
- Kaplan, M. R., Strelin, J. A., Schaefer, J. M., Denton, G. H., Finkel, R. C., Schwartz, R., Putnam, A. E., Vandergoes, M. J., Goehring, B. M., & Travis, S. G. (2011). In-situ cosmogenic ¹⁰be production rate at lago argentino, patagonia: implications for late-glacial climate chronology. *Earth and Planetary Science*

- Letters*, 309(1-2), 21–32.
- Martinod, J., Pouyaud, B., Carretier, S., Guillaume, B., & Herail, G. (2016). Geomorphic records along the general carrera (chile)-buenos aires (argentina) glacial lake (46 degrees-48 degrees s), climate inferences, and glacial rebound for the past 7-9 ka: A discussion. *Journal of Geology*, 124(5), 631–635.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2019). Glacial-interglacial cycles. Accedido el 24-04-2019 a url<https://www.ncdc.noaa.gov/abrupt-climate-change/Glacial-Interglacial>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- Pedro, J. B., Bostock, H. C., Bitz, C. M., He, F., Vandergoes, M. J., Steig, E. J., Chase, B. M., Krause, C. E., Rasmussen, S. O., Markle, B. R., et al. (2016). The spatial extent and dynamics of the antarctic cold reversal. *Nature Geoscience*, 9(1), 51.
- Peteet, D. (1995). Global younger dryas? *Quaternary International*, 28, 93–104.
- Petit, J.-R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the vostok ice core, antarctica. *Nature*, 399(6735), 429.
- R Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing.
- Reineck, H.-E. & Singh, I. B. (1975). *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer Science & Business Media.
- Ruddiman, W. F. (2001). *Earth's Climate: past and future*. Macmillan.
- Sagredo, E. A., Kaplan, M. R., Araya, P. S., Lowell, T. V., Aravena, J. C., Moreno, P. I., Kelly, M. A., & Schaefer, J. M. (2018). Trans-pacific glacial response to the antarctic cold reversal in the southern mid-latitudes. *Quaternary Science Reviews*, 188, 160–166.
- Schwarzacher, W. (1993). *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*, volume 52. Elsevier.
- Skarmeta, J. (1978). *Geología de la región continental de Ays ´n entre el Lago General Carrera y la Cordillera Castillo: Carta Geológica de Chile*. Servicio nacional de Geología y Minería.
- Thorndycraft, V. R., Bendle, J. M., Benito, G., Davies, B. J., Sancho, C., Palmer, A. P., Fabel, D., Medialdea, A., & Martin, J. R. V. (2019). Glacial lake evolution and atlantic-pacific drainage reversals during deglaciation of the patagonian ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 203, 102–127.
- Turner, K. J., Fogwill, C. J., McCulloch, R. D., & Sugden, D. E. (2005). Deglaciation of the eastern flank of the north patagonian icefield and associated continental-scale lake diversions. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 87A(2), 363–374.
- Villa-Martínez, R., Moreno, P. I., & Valenzuela, M. A. (2012). Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central patagonian andes (47 s). *Quaternary Science Reviews*, 32, 86–99.
- Walker, M. (2005). *Quaternary dating methods*. John Wiley and Sons.

Anexos

Anexo 1: Clasificación de sedimentos de Udden-Wentworth según tamaño de los granos.

Tamaño (mm)	Clasificación	
>256	Bloque	Grava
256-64	Grava	
64-4	Guijarro	
4-2	Gránulo	
2-1	Arena muy gruesa	Arena
1-0.5	Arena gruesa	
0.5-0.25	Arena media	
0.25-0.125	Arena fina	
0.125-0.032	Arena muy fina	
0.032-0.004	Limo	Lodo
>0.004	Arcilla	

Anexo 2: Edades de carbono-14 en la zona de estudio.

Muestra	Autor	Latitud	Longitud	Elevación	Lugar y morfología	Material	Largo (cm)	Edad calibrada	Observaciones
AA42412	Turner et al. (2005)	47°41' S	73°08' W	-	Caleta Cachorra, canal	turba	-	4830-4860	Ubicación poco clara
CAMS 75510	Turner et al. (2005)	47°08' S	72°59' W	350	Río Nef. Kame delta	gytjia	-	12660-12950	
AA42407	Turner et al. (2005)	46°32' S	72° 44' W	-	Chile Chico, Mirador.	conchas	-	13460-13820	Ubicación poco clara
AA35091	Turner et al. (2005)	-47.2975	-72.6533	333	Cerro Ataud I, kettle hole	turba	-	15967-16603	Coordenadas en Davies et al. (2018). Recalibrada por Davies et al. (2018)
AA42408	Turner et al. (2005)	47.2974	-72.6531	332	Cerro Ataud I, kettle hole	macrofósiles	-	15323-15940	Coordenadas en Davies et al. (2018). Recalibrada por Davies et al. (2018)
AA35092	Turner et al. (2005)	-47.298	-72.6557	340	Cerro Ataud II, kettle hole	turba	-	13742-14129	Coordenadas en Davies et al. (2018). Recalibrada por Davies et al. (2018)
AA42409	Turner et al. (2005)	-47.2979	-72.6557	340	Cerro Ataud II, kettle hole	macrofósiles	-	13215-13541	Coordenadas en Davies et al. (2018). Recalibrada por Davies et al. (2018).
AA35089	Turner et al. (2005)	47° 15' S	72° 34' W	-	Lago Esmeralda I, kettle hole	turba	-	11170-11230	Ubicación poco clara
AA35090	Turner et al. (2005)	47° 15' S	72° 34' W	-	Lago Esmeralda II, kettle hole	turba	-	12890-13130	Ubicación poco clara
AA42411	Turner et al. (2005)	47° 17' S	72° 33' W	-	Lago Esmeralda III, kettle hole	turba	-	12650-12950	Ubicación poco clara
AA42410	Turner et al. (2005)	47° 08' S	72° 46' W	-	El Maiten, kettle hole	turba	-	12180-12800	Ubicación poco clara
AA35093	Turner et al. (2005)	47° 15' S	72° 35' W	-	Río Cochrane kettle hole	turba	-	12670-12990	Ubicación poco clara
AA42406	Turner et al. (2005)	47° 17' S	72° 33' W	-	Cordón Esmeralda, Kettle hole	turba	-	13030-13320	Ubicación poco clara

AA42405	Turner et al. (2005)	47°19' S	70° 59' W	-	Estancia Caracoles, canal	turba	-	13350-14050
CAMS-146710	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	220	7502-8308
CAMS-146712	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	256	8182-8308
CAMS-146700	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	267	9478-9620
CAMS-144596	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	275	9704-10154
CAMS-144597	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	291	11771-12084
CAMS-144598	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	323	14742-15525
CAMS-146711	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	348	14980-15852
CAMS-144599	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	373	14905-15613
CAMS-144600	Villa-Martínez et al. (2012)	47°05'S	72°23'W		Lago Augusta	Testigo de sedimento	381	19423-19847

UCIAMS-133501	Henríquez et al. (2017)	47°8'S	72°25'W	Lago Edita	Testigo de sedimento	660-661	9794-10177
UCIAMS-133416	Henríquez et al. (2017)	47°8'S	72°25'W	Lago Edita	Testigo de sedimento	705-706	13109-13350
UCIAMS-133417	Henríquez et al. (2017)	47°8'S	72°25'W	Lago Edita	Testigo de sedimento	757-758	16684-17055
UCIAMS-133418	Henríquez et al. (2017)	47°8'S	72°25'W	Lago Edita	Testigo de sedimento	795-796	18934-19779
CAMS-144454	Henríquez et al. (2017)	47°8'S	72°25'W	Lago Edita	Testigo de sedimento	795-796	18922-19408
UCIAMS-146438	No publicado	-47.2546	-72.51239	Lago Maldonado	Testigo de sedimento	760	11172-11263
UCIAMS-146439	No publicado	-47.2546	-72.51239	Lago Maldonado	Testigo de sedimento	761	10823-10836
UCIAMS-146440	No publicado	-47.2546	-72.51239	Lago Maldonado	Testigo de sedimento	762	10885-11262
UCIAMS-146441	No publicado	-47.2546	-72.51239	Lago Maldonado	Testigo de sedimento	764	11186-11334

Anexo 3: Edades de berilio-10 en la zona de estudio.

Muestra	Autor	Latitud	Longitud	Lugar y morfología	Elevación	Edad	Error	Observaciones
Sin código	Turner et al. (2005)	47°08'	72°58'	Rio Nef, terraza kame, boulder granítico	~350	10.54	1.3	Falta recalcular con la nueva tasa de producción
Sin código	Turner et al. (2005)	47°08'	72°59'	Rio Nef, terraza kame, boulder granítico	~350	12.23	1.5	Falta recalcular con la nueva tasa
LBA-03-10	Douglass et al. (2006)	-46.236	-71.516	Morrena Menucos, boulder granítico	628	15.4	1.6	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LBA-03-11	Douglass et al. (2006)	-46.236	-71.53	Morrena Menucos, boulder granítico	651	18.1	3.5	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LBA-03-13	Douglass et al. (2006)	-46.236	-71.531	Morrena Menucos, riolita	656	17.2	1.3	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LBA-03-14	Douglass et al. (2006)	-46.236	-71.521	Morrena Menucos, boulder granítico	646	9.10	1.3	Falta recalcular con la nueva tasa
LBA-03-15	Douglass et al. (2006)	-46.234	-71.539	Morrena Menucos, boulder granítico	673	10.80	1.8	Falta recalcular con la nueva tasa
LBA-03-17	Douglass et al. (2006)	-46.234	-71.54	Morrena Menucos, boulder granítico	673	15.0	1.2	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LBA-04-12	Douglass et al. (2006)	-46.227	-71.575	Morrena Menucos, boulder granítico	722	17.3	0.7	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LBA-04-13	Douglass et al. (2006)	-46.227	-71.575	Morrena Menucos, boulder granítico	722	10.90	1.4	Falta recalcular con la nueva tasa
LBA-04-14	Douglass et al. (2006)	-46.226	-71.577	Morrena Menucos, boulder granítico	737	17.2	1.2	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LTE1	Glasser et al. (2006)	-46.612	-72.75	Lago Tranquilo, boulder	336	13.2	1.0	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LTE2	Glasser et al. (2006)	-46.611	-72.75	Lago Tranquilo, boulder	317	12.2	0.8	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LTW1	Glasser et al. (2006)	-46.652	-72.8	Lago Tranquilo, boulder	773	14.2	0.8	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
BC07-7	Hein et al. (2010)	-47.519	-71.236	Morrena Río Blanco I, boulder granítico	564	30.0	1.0	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-12	Hein et al. (2010)	-47.584	-71.355	Morrena Río Blanco I, boulder granítico	665	28.1	0.9	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-43	Hein et al. (2010)	-47.508	-71.245	Morrena Río Blanco I, boulder granítico	581	28.2	1.0	Recalculado por Kaplan et al. (2011)

BC07-22	Hein et al. (2010)	-47.573	-71.417	Morrena Río Blanco II, boulder granítico	544	24.6	0.9	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-23	Hein et al. (2010)	-47.576	-71.413	Morrena Río Blanco II, boulder granítico	541	25.5	1.5	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-9	Hein et al. (2010)	-47.580	-71.358	Morrena Río Blanco II, boulder granítico	709	25.3	0.8	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-16	Hein et al. (2010)	-47.3041	-71.403	Morrena Río Blanco III, boulder granítico	620	21.7	0.7	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-17	Hein et al. (2010)	-47.3087	-71.405	Morrena Río Blanco III, boulder granítico	614	19.7	0.9	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-20	Hein et al. (2010)	-47.3259	-71.294	Morrena Río Blanco III, boulder granítico	565	22.0	0.7	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-21	Hein et al. (2010)	-47.3361	-71.283	Morrena Río Blanco final, boulder granítico	509	19.1	1.1	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
BC07-13	Hein et al. (2010)	-47.4525	-71.712	Errático	352	17.3	1.1	Recalculado por Kaplan et al. (2011)
MLV1	Glasser et al. (2012)	-46.747	-72.867	Morrena lateral	296	10.9	0.7	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
MLV2	Glasser et al. (2012)	-46.747	-72.867	Morrena lateral	296	11.3	0.7	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LNM1	Glasser et al. (2012)	-46.89	-72.789	Morrena Lago Negro	254	11.0	0.6	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LNM2	Glasser et al. (2012)	-46.89	-72.789	Morrena Lago Negro	257	10.2	0.7	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LNM3	Glasser et al. (2012)	-46.89	-72.789	Morrena Lago Negro	247	11.4	0.8	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LPB1	Glasser et al. (2012)	-46.985	-72.861	Morrena Lago Plomo	288	11.3	0.5	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LPB2	Glasser et al. (2012)	-46.985	-72.861	Morrena Lago Plomo	292	10.90	0.5	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
RC1	Glasser et al. (2012)	-47.126	-72.599	Chacabuco moraine	309	11.2	0.7	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)

RC2	Glasser et al. (2012)	-47.126	-72.599	Chacabuco moraine	314	11.5	0.7	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
RC3	Glasser et al. (2012)	-47.109	-72.561	Chacabuco moraine	350	14.6	0.8	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
NEF1	Glasser et al. (2012)	-47.136	-73.168	Morrena de mayor elevación de Glaciar Nef	1114	11.14	0.5	
NEF2	Glasser et al. (2012)	-47.136	-73.168	Morrena de mayor elevación de Glaciar Nef	1115	11.46	0.5	
NEF3	Glasser et al. (2012)	-47.136	-73.168	Morrena de mayor elevación de Glaciar Nef	1117	10.48	0.5	
LE1	Glasser et al. (2012)	-47.337	-72.588	Morrena Lago Esmeralda, boulder granítico	365	12.8	0.8	Recalculada por Davies et al. (2018)
LE2	Glasser et al. (2012)	-47.337	-72.588	Morrena Lago Esmeralda, boulder granítico	365	11.9	0.5	Recalculada por Davies et al. (2018)
COL2	Boex et al. (2013)	-47.22394	-71.786514	Morrena Columna, errático	630	19.3	2.4	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LL460-1	Boex et al. (2013)	-47.11147	-72.459833	Morrena María Elena, errático	493	16.2	3.2	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LL460-2	Boex et al. (2013)	-47.07106	-72.366695	Morrena María Elena, errático	463	16.1	0.9	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LL586-1	Boex et al. (2013)	-47.08053	-72.364953	Morrena María Elena, errático	586	16.3	0.8	Recalculado por Thorndycraft et al. (2019)
LL145-1	Boex et al. (2013)	-47.12531	-72.604444	Paleolínea de costa, errático	231	15.60	2.3	
4	Bourguois et al. (2016)	46°24'19.4"S	70°29'17.9"O	Morrena	644	913.19	38.9	
13	Bourguois et al. (2016)	46°31'22.4"S	70°57'47.2"O	Dropstone	451	13.94	2.7	
15	Bourguois et al. (2016)	46°32'31.8"S	71°02'00.4"O	Morrena	392	20.46	8.4	
17	Bourguois et al. (2016)	46°32'31.5"S	71°00'43.0"O	Morrena	449	401.66	49.2	

23	Bourguois et al. (2016)	46°34'52.7"S	71°47'28.8"O	Morrena	1116	34.16	10.4
25	Bourguois et al. (2016)	46°33'29.5"S	71°52'02.4"O	Glacial Polish	512	13.29	3.5
31	Bourguois et al. (2016)	46°46'51.1"S	72°33'57.5"O	Las Mercedes, dropstone	494	16.65	4.1
39	Bourguois et al. (2016)	46°54'42.2"S	72°47'27.4"O	Dropstone	364	14.41	3.3
45	Bourguois et al. (2016)	46°50'24.3"S	72°48'19.6"O	Morrena Bertrand	299	17.46	3.7
49	Bourguois et al. (2016)	46°51'01.6"S	72°48'29.4"O	Morrena Bertrand, dropstone	334	20.00	2.9
51	Bourguois et al. (2016)	46°58'34.2"S	72°49'51.6"O	Morrena	360	23.77	4.0
53	Bourguois et al. (2016)	46°58'34.2"S	72°50'00.1"O	Dropstone	335	8.58	2.0
55	Bourguois et al. (2016)	46°58'50.5"S	72°51'42.0"O	Morrena Lago Plomo, morrena	290	18.87	5.1
57	Bourguois et al. (2016)	46°48'39.9"S	72°36'42.1"O	Las Mercedes, dropstone	501	18.47	3.7
59	Bourguois et al. (2016)	46°48'38.4"S	72°37'19.1"O	Las Mercedes, dropstone	450	14.98	1.8
61	Bourguois et al. (2016)	46°44'45.9"S	72°26'55.3"O	Dropstone	520	15.17	3.7
65	Bourguois et al. (2016)	46°39'50.2"S	71°36'19.1"O	Morrena	572	19.26	3.0
69	Bourguois et al. (2016)	46°35'23.9"S	71°02'16.1"O	Morrena	441	20.20	2.6
71	Bourguois et al. (2016)	46°48'16.1"S	72°35'19.8"O	Las Mercedes, dropstone	531	18.77	4.0
73	Bourguois et al. (2016)	46°48'22.0"S	72°35'58.1"O	Las Mercedes, dropstone	521	9.91	2.5
C.15.2	Davies et al. (2018)	-47.3195	-72.5615	Morrena latero-terminal Esmeralda	512	13.01	0.5
C.15.3	Davies et al. (2018)	-47.3198	-72.5615	Morrena latero-terminal Esmeralda	508	12.97	0.5
C.15.8	Davies et al. (2018)	-47.2917	-72.5651	Morrena latero-terminal Esmeralda	365	12.76	0.6

C.15.9	Davies et al. (2018)	-47.2917	-72.5651	Morrena latero-terminal Esmeralda	365	13.29	0.5
C.15.10	Davies et al. (2018)	-47.2918	-72.5653	Morrena latero-terminal Esmeralda	368	12.93	0.4
C.15.6	Davies et al. (2018)	-47.2946	-72.6678	Morrena Salto	338	11.98	0.5
C.15.5	Davies et al. (2018)	-47.2945	-72.671	Morrena Salto	349	12.12	0.4
C.15.7	Davies et al. (2018)	-47.2955	-72.6582	Morrena Salto	359	12.48	0.4
LB.15.6	Thorndycraft et al. (2019)	-46.8341	-72.8292	Morrena Lago Bertrand	601	14.61	0.5
LB.15.7	Thorndycraft et al. (2019)	-46.8352	-72.8276	Morrena Lago Bertrand	630	15.86	0.6
LB.15.3	Thorndycraft et al. (2019)	-46.8358	-72.8432	Morrena Lago Bertrand	577	14.10	0.5
LB.15.4	Thorndycraft et al. (2019)	-46.836	-72.8433	Morrena Lago Bertrand	575	14.10	0.5
LB.15.2	Thorndycraft et al. (2019)	-46.834	-72.8403	Morrena Lago Bertrand	554	14.04	0.5
LB.15.5	Thorndycraft et al. (2019)	-46.834	-72.8405	Morrena Lago Bertrand	566	13.71	0.6

Anexo 4: Edades OSL en la zona de estudio.

Muestra	Autor	Latitud	Longitud	Elevación	Lugar	Morfología	Edad	Error	Observaciones
LTH01	Glasser et al. (2016)	46°45'30.27"S	72°28'38.11"O	452	Los Tres Hermanos	Paleoplaya	11.8	1.2	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
MCS02	Glasser et al. (2016)	46°48'13.87"S	72°36'7.04"O	444	Las Mercedes	Arena eólica sobre playa	12.0	1.3	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
MCS01	Glasser et al. (2016)	46°46'31.78"S	72°36'18.95"O	330	Las Mercedes	Paleoplaya	8.5	1.1	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
BC02	Glasser et al. (2016)	46°59'55.51"S	72°47'59.10"O	396	Lago Bertrand	Delta	12.9	2.1	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
RII01	Glasser et al. (2016)	46°15'12.94"S	72° 0'52.13"O	400	Río Ibañez	Superficie plana	10.3	0.9	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
RII02	Glasser et al. (2016)	46°15'42.00"S	72° 0'36.73"O	315	Río Ibañez	Delta	9.5	0.8	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
PII02	Glasser et al. (2016)	46°16'5.79"S	71°57'4.64"O	396	Río Ibañez	Delta	11.1	4.2	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
PL01	Glasser et al. (2016)	46°21'17.12"S	71°54'23.16"O	301	Península Levican	Delta	10.2	0.7	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.

BMG02	Glasser et al. (2016)	46°26'46.46"S	72°40'13.99"O	315	Bahía Murta	Delta	10.6	0.9	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
FD02	Glasser et al. (2016)	46°33'56.80"S	72°14'37.65"O	303	Fachinal	Delta	11.0	0.7	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
JV02	Glasser et al. (2016)	46°34'19.45"S	71°41'22.69"O	303	Valle Jenemeni	Delta	9.8	0.7	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
PSM01	Glasser et al. (2016)	46°38'11.25"S	72°49'34.06"O	333	Puente Santa Marta	Arena eólica sobre delta	8.0	0.5	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
SB01	Glasser et al. (2016)	S/I	S/I	S/I	S/I	S/I	10.9	1.6	
BC01	Glasser et al. (2016)	46°59'55.51"S	72°47'59.10"O	S/I	Lago Bertrand	Delta	-	-	* Coordenadas fueron determinadas en Google Earth a partir del mapa disponible en el artículo.
LD01	Glasser et al. (2016)	S/I	S/I	S/I	S/I	S/I	0.16	0.16	
WCC01	Glasser et al. (2016)	S/I	S/I	S/I	S/I	S/I	16.8	1.5	
CL1256	Thorndycraft et al. (2019)	-47.130	-72.689	190	Loess sobre slackwater		7.8	0.5	

S/I: Sin información.

Anexo 5: Diferencia entre elevaciones medidas con GPS diferencial y DEM ALOS PALSAR

Lugar	Latitud	Longitud	Elevación GPS diferencial (msnm)	Precisión vertical (m)	Elevación DEM ALOS PALSAR	Dif. GPS y AP (m)
Lago Pepa	-47.1721	-72.4222	605.743	0.026	633	-27.26
Terraza Lago Eedita	-47.1509	-72.4295	647.274	0.027	672	-24.73
Lago Eedita	-47.1466	-72.4297	565.159	0.033	589	-23.84
Lago Augusta	-47.0873	-72.3986	437.592	0.025	464	-26.41
Lago Maldonado	-47.2547	-72.5124	323.33	0.014	346	-22.67
Delta 1	-47.2427	-72.3399	222.033	0.027	242	-19.97
Delta 2	-47.2436	-72.3495	345.564	0.024	361	-15.44
Delta 3	-47.251	-72.3576	372.066	0.028	395	-22.93
Delta 4	-47.2538	-72.3598	456.081	0.028	463	-6.92
Delta 5	-47.26	-72.367	489.523	0.019	511	-21.48
Delta 6	-47.2618	-72.3692	600.762	0.019	611	-10.24
Delta 7	-47.2678	-72.3721	649.192	0.026	667	-17.81
PROMEDIO						-19.97
MEDIANA						-22.07