



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

**RECONSTRUCCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL SISTEMA VALLE RÍO
TRANQUILO-BAYO-EXPLORADORES, REGIÓN DE AYSÉN,
PLEISTOCENO TARDÍO A HOLOCENO TEMPRANO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MATÍAS IGNACIO GALLARDO HECK

PROFESOR GUÍA:
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

PROFESORA CO-GUÍA:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

COMISIÓN:
ESTEBAN SAGREDO TAPIA

SANTIAGO DE CHILE
2021

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: **MATÍAS IGNACIO GALLARDO HECK**
FECHA: 2021
PROF. GUÍA: GERMÁN AGUILAR MARTORELL

RECONSTRUCCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL SISTEMA VALLE RÍO TRANQUILO-BAYO-EXPLORADORES, REGIÓN DE AYSÉN, PLEISTOCENO TARDÍO A HOLOCENO TEMPRANO

En el presente trabajo se realizó un estudio de la geomorfología glacial y paraglacial al interior de los valles de los ríos Tranquilo, Bayo y Exploradores, sistema que hemos denominado Sistema Valle Tranquilo-Bayo-Exploradores (SVTBE), ubicado en la Región de Aysén, Chile. El objetivo es evaluar el rol del SVTBE como un desagüe del paleolago Chalenko, uno de los precursores del Lago General Carrera-Buenos Aires. La metodología empleada consistió en: (1) mapeo de geomorfología glacial y paraglacial al interior del SVTBE; (2) procesamiento y clasificación de geoformas reconocidas para evaluar tendencias en su distribución; (3) dataciones de superficies por medio de ^{10}Be cosmogénico.

A partir de las geoformas reconocidas se infiere que el SVTBE estaba conformado por dos lenguas glaciares formadas de una separación del casquete que cubría la Cordillera Patagónica, y que se extendían a través de los valles, hoy representados por el Ventisquero Exploradores y el SVTBE. Denominamos a estas lenguas como lengua glaciar occidental y lengua glaciar oriental. La lengua glaciar occidental correspondía a la lengua con una deriva hacia el oeste en dirección a Bahía Exploradores, localizada en un fiordo. Marcas de erosión indican una altura mínima de 800-900 m.s.n.m. próximo a la naciente del Ventisquero Exploradores, que descendía hasta los 200 m.s.n.m. cerca de la Laguna Aislada. Se infiere que esta lengua glaciar presentaba un espesor de al menos 400 m, o incluso superior a 800 m, alrededor de la conjunción con el Ventisquero Grosse. Por otro lado, la lengua glaciar oriental presentaba una deriva hacia el este en dirección al Lago GCBA. La mínima elevación de esta lengua glaciar, que representa los valles de los ríos Bayo y Tranquilo, era de unos 800 m.s.n.m. en su margen occidental hasta unos 300 m.s.n.m. próximo a la localidad de Puerto Tranquilo en el Lago GCBA. Se infiere para esta lengua una potencia mayor a 400 m.

Edades de exposición a la radiación cósmica fueron obtenidas en tres posiciones de la lengua glaciar oriental. Según las dataciones por medio de ^{10}Be cosmogénico para las muestras BA-1 y BA-2 en el Lago Bayo, la retirada de esta lengua glaciar hasta el punto de muestreo ocurre entre los 16-14 ka. La edad para la muestra BA-4 y datos de edades en el área del Lago Tranquilo, sugieren una exposición de la superficie muestreada posterior a esta retirada glaciar, entre c. 13,5-12,5 ka, probablemente debido a un abandono de un nivel lacustre que sucedió al abandono del glaciar.

Niveles de abanicos aluviales y terrazas reconocidos en los valles con elevaciones promedio de 320-350 m.s.n.m., son interpretadas como el registro del nivel abandonado que se extiende 30 km desde la actual costa del Lago GCBA. Con estas evidencias, sugerimos que el SVTBE constituyó un extenso brazo del Lago Chalenko, uno de los precursores del Lago GCBA, y cuyo nivel en torno a los 350 m.s.n.m. fue abandonado luego de los 12,5 ka. Esta configuración, sin cobertura de hielo tan temprana como los 16 ka, y de lago hasta los 12,5 ka, concuerda con un desagüe del Lago GCBA por el SVTBE durante una importante etapa, que constituye el Lago Chalenko entre los c. 16-12,5 ka.

Agradecimientos

Esta memoria de título no habría sido posible sin el apoyo y aporte de diversas personas.

Quiero partir agradeciendo a mi familia por todo su apoyo durante estos años lejos de mi sur querido, a Roberto, mi padre, por apoyarme y darme todo lo necesario para vivir y estudiar, y a mi abuela Lucy, a mi Oma, que nos dejó hace unos años, pero me enseñó muchísimo sobre la vida y me entregó las herramientas para dar siempre lo mejor. Gracias por todas las recetas que hicimos juntos y que sigo haciendo, que han servido de base para improvisar y no seguir siempre una pauta, por todos los momentos y las enseñanzas. Sin ti no me habría convertido en la persona que soy ahora.

En segundo lugar, quiero agradecer a mi profesor guía, Germán Aguilar, por toda la paciencia, por tener siempre una enorme disposición, y por todos los muchos comentarios y sugerencias que me hizo durante el desarrollo de este trabajo. También a Valentina Flores, Esteban Sagredo y Joseph Martinod por su colaboración, que fue fundamental para tener distintas miradas sobre los problemas e interrogantes que surgieron. Igualmente, agradezco al *Advanced Mining Technology Center* (AMTC) por su apoyo durante este trabajo.

A todos mis amigos que me acompañaron durante estos años en la universidad. A mis amigos del sur, Rena, Fran, Tohe, Martin y Willy, que me mantuvieron siempre cerca de casa. A los amigos que conocí en Santiago y con los que toqué en distintas bandas como Temporal e Inharina. JP, Manu, Martín, Pacman, Marciano y Maxi, gracias a ustedes me metí en la batería nuevamente, conocí muchísima gente con la que tuvimos infinitas conversaciones y me divertí como nunca. También al Mati, con el que nos compartimos un sinnúmero de discos y memes, a veces muy malos.

Finalmente, a Radiohead y Steven Wilson por regalarme cientos de horas maravillosas, y al Jazz, Trip Hop y Lofi en general, que marcan el ritmo de mi día a día. A los Caballeros del Zodiaco y al Nico Massú por enseñarme que nada es imposible en esta vida y que nunca hay que rendirse, porque con garra se puede hacer lo que sea.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Motivación del estudio	1
1.2. Objetivos e hipótesis del trabajo	5
1.3. Metodología	5
1.3.1. Mapeo geomorfológico de la zona de estudio	5
1.3.2. Datación por edades de exposición a la radiación cósmica	11
1.4. Ubicación y Accesos	13
2. Antecedentes	15
2.1. Evolución Hidro-climática de la Zona de Estudio	15
2.1.1. Avances Glaciares	15
2.1.2. Retrocesos Glaciares	18
2.2. Contexto Geológico	24
2.3. Contexto geomorfológico del SVTBE	26
2.4. Contexto Climático	28
3. Resultados	31
3.1. Descripción de la geomorfología de los valles de los ríos Tranquilo y Bayo . .	31
3.1.1. Geomorfología del Valle del Río Tranquilo	32
3.1.1.1. Formas glaciales	32
3.1.1.2. Formas Paraglaciales	36
3.1.2. Geomorfología del curso alto del Valle del Río Bayo	38
3.1.2.1. Formas glaciales	38
3.1.2.2. Formas paraglaciales	43
3.1.3. Geomorfología del curso bajo del Valle del Río Bayo	44
3.1.3.1. Formas glaciales	44
3.1.3.2. Formas paraglaciales	48
3.2. Edades de exposición a la radiación cósmica ^{10}Be en los valles de los ríos Tranquilo y Bayo	49
3.2.1. Consideraciones en el cálculo e interpretación de las edades de exposición	53
3.3. Descripción de la geomorfología de los ventisqueros Exploradores y Grosse y valle del Río Exploradores	54
3.3.1. Formas glaciales	55
3.3.2. Formas paraglaciales	61

4. Análisis y Discusiones	63
4.1. Interpretación preliminar de la geomorfología del Valle del Río Exploradores	63
4.2. Cobertura glacial al interior del SVTBE	65
4.3. Retirada glacial al interior del SVTBE	67
4.4. El SVTBE como desagüe del Lago General Carrera-Buenos Aires	69
4.5. Modelo Evolutivo del SVTBE durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano	72
5. Conclusiones	74
Bibliografía	76
A. Glosario	80
A.1. Formas de Erosión Glacial	80
A.2. Formas de Depositación Glacial	81
A.3. Formas Paraglaciales	81
A.4. Unidades Glaciales y Fluviales	82
B. Mapa geomorfológico del Sistema Valle Tranquilo-Bayo-Exploradores (SVT- BE)	83
C. Geocronología	85
C.1. Edades de exposición a la radiación cósmica ^{10}Be de este estudio y Glasser et al. (2006)	85
C.2. Datos para el cálculo del apantallamiento de muestras	86

Índice de Tablas

1.1.	Sumario de las consideraciones para el mapeo y la implicancia de presencia de determinadas geoformas	9
1.2.	Continuación de sumario de las consideraciones para el mapeo y la implicancia de presencia de determinadas geoformas	10
2.1.	Resumen con interpretaciones de dos autores sobre la evolución hidrográfica del Lago General Carrera-Buenos Aires durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano	23
3.1.	Datos para el cálculo de edades a través de la concentración de ^{10}Be cosmogénico	50
3.2.	Edades ^{10}Be según distintos esquemas de escalamiento para muestras de roca recolectadas en el SVTBE	51
C.1.	Edades ^{10}Be de este estudio para tasas de erosión de 1 mm/ka	85
C.2.	Datos para el cálculo de edades de Glasser et al. (2006) a través de la concentración de ^{10}Be cosmogénico	85
C.3.	Edades ^{10}Be de Glasser et al. (2006) según distintos esquemas de escalamiento para muestras de roca recolectada en el valle del Río Tranquilo	86
C.4.	Datos para el cálculo de apantallamiento para muestras en el SVTBE	86

Índice de Figuras

1.1.	Extensión del Casquete de Hielo Patagónico durante el UMG y extensión de los campos de hielo en la actualidad	2
1.2.	Lago General Carrera-Buenos Aires	3
1.3.	Sistema Valles Tranquilo-Bayo-Exploradores (SVTBE)	4
1.4.	Localización de puntos para la corrección de DEM	6
1.5.	Mapa de pendientes utilizado en el reconocimiento de geoformas	8
1.6.	Datación de distintas geoformas expuestas a nucleidos cosmogénicos	11
1.7.	Cálculo de apantallamiento generado por la topografía	13
1.8.	Mapa de Ubicación y Rutas de Acceso a la Zona de Estudio	14
2.1.	Mapa con edades publicadas y secuencias de morrenas en la costa este del Lago GCBA	16
2.2.	Mapa de dataciones por ^{10}Be en valles al este del Lago GCBA	17
2.3.	Evolución Hidrológica del Lago GCBA según Thorndycraft et al. (2019)	20
2.4.	Mapa geológico del margen oriental de la zona de estudio	25
2.5.	Mapa geológico del margen occidental de la zona de estudio	26
2.6.	Mapa Vertientes	28
2.7.	Contrastes en precipitaciones entre Patagonia argentina y chilena	29
3.1.	Zonas de importancia geomorfológica definidas al interior de la Zona de Estudio	32
3.2.	Mapa Geomorfológico del valle del Río Tranquilo	34
3.3.	Perfiles transversales al Valle del Río Tranquilo	35
3.4.	Perfil de thalweg Valle del Río Tranquilo	36
3.5.	Mapa Geomorfológico del curso alto del Valle del Río Bayo	39
3.6.	Perfiles transversales en el curso alto del Valle del Río Bayo	40
3.7.	Perfil de Thalweg del curso alto del Valle del Río Bayo	41
3.8.	Depósito glaciofluvial en la confluencia entre Río Norte y Río Bayo	41
3.9.	Lineamientos en roca de la ladera norte del curso alto del valle del Río Bayo .	42
3.10.	Perfil Swath de nivel de terraza en el curso alto del Valle del Río Bayo	44
3.11.	Mapa Geomorfológico del curso bajo del Valle del Río Bayo	45
3.12.	Perfiles transversales en el curso bajo del Valle del Río Bayo	46
3.13.	Roca Aborregada Gigante en curso bajo del valle del Río Bayo	47
3.14.	Superficies aborregada en ladera sur del Lago Bayo	48
3.15.	Perfil de thalweg del curso bajo del Valle del Río Bayo	49
3.16.	Fotografías de sector de muestreo en ladera sur del curso alto del valle del Río Bayo	51
3.17.	Fotografías con sectores de muestreo en ladera sur del Lago Bayo	52
3.18.	Perfil de thalweg de los valles de los ríos Tranquilo y Bayo	53

3.19.	Mapa Geomorfológico del Ventisquero Exploradores, Ventisquero Grosse y Valle del Río Exploradores	56
3.20.	Perfiles transversales en el valle del Ventisquero Exploradores y curso alto del valle del Río Exploradores	57
3.21.	Perfil de thalweg del Valle del Río Exploradores	58
3.22.	Perfiles transversales al valle del Río Exploradores	59
3.23.	Fotografía con vista panorámica del valle del Ventisquero Exploradores	60
4.1.	Perfil de thalweg de los valles de los ríos Tranquilo y Bayo con interpretaciones de edades y geomorfología	67
4.2.	Evolución hidrológica en el SVTBE	73
B.1.	Mapa Geomorfológico del SVTBE	84

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación del estudio

El Último Máximo Glacial Global (26,5-19 ka) (Palacios et al., 2020) corresponde al intervalo más reciente en la historia de Tierra en el cual las temperaturas disminuyeron considerablemente de forma global y las masas de hielo alcanzaron su volumen integrado máximo (Clark et al., 2009). Durante este periodo, las temperaturas en América disminuyeron entre 4° a 8°C y un gran número de glaciares en Norte y Centroamérica alcanzaron su extensión máxima (Palacios et al., 2020). En Patagonia y Magallanes esta disminución de la temperatura fue causante del desarrollo de un gran avance glacial que implicó la presencia de un campo de hielo que cubrió desde los 38°S hasta los 55°S (Davies et al., 2020; Thorndyrcraft et al., 2019) (Figura 1.1A). La deglaciación durante las últimas decenas de miles de años desencadenó la disminución de la cobertura que en la actualidad representa los campos de hielos en la Cordillera Patagónica (Figura 1.1B). Luego de la deglaciación parcial de la Cordillera Patagónica, el Casquete de Hielo Patagónico que cubría la zona es separado en los Campos de Hielo Sur y Campos de Hielo Norte (CHS y CHN, respectivamente) (Bell, 2008; Glasser et al., 2016; Isla y Espinosa, 2020). Los registros geomorfológicos y sedimentarios permiten estudiar cambios hidro-climáticos y así entender cómo estos períodos se relacionan con eventos a nivel global, tales como fluctuaciones en las temperaturas de los océanos y direcciones de los vientos, entre otros.

Uno de los sectores en la Patagonia donde mejor ha sido estudiada la evolución geomorfológica asociada a cambios hidro-climáticos durante la deglaciación es la zona del Lago General Carrera (Lago Buenos Aires en Argentina) que se localiza al noreste del CHN (Figura 1.2) (Davies et al., 2020; Palacios et al., 2020; Thorndyrcraft et al., 2019). En lo sucesivo denominaremos a este sistema lacustre como Lago General Carrera–Buenos Aires (Lago GCBA). El Lago GCBA representa un lago de origen glacial que se ubica al este de la Cordillera Patagónica en la Región de Aysén, aproximadamente entre los 46°17' y 46°53' de latitud sur.

Según varios estudios que han reconstruido la historia hidro-climática de la zona, el Lago GCBA tiene su origen erosivo dado por un lóbulo proveniente del campo de hielo que se extendía hacia el este durante el UMG (ver límite del UMG en figura 1.1, *LGM ice limit*) (Bell, 2008; Bourgois, Cisternas, Braucher, Bourlès, y Frutos, 2016a; Thorndyrcraft et al., 2019; Turner, Fogwill, McCulloch, y Sugden, 2005).

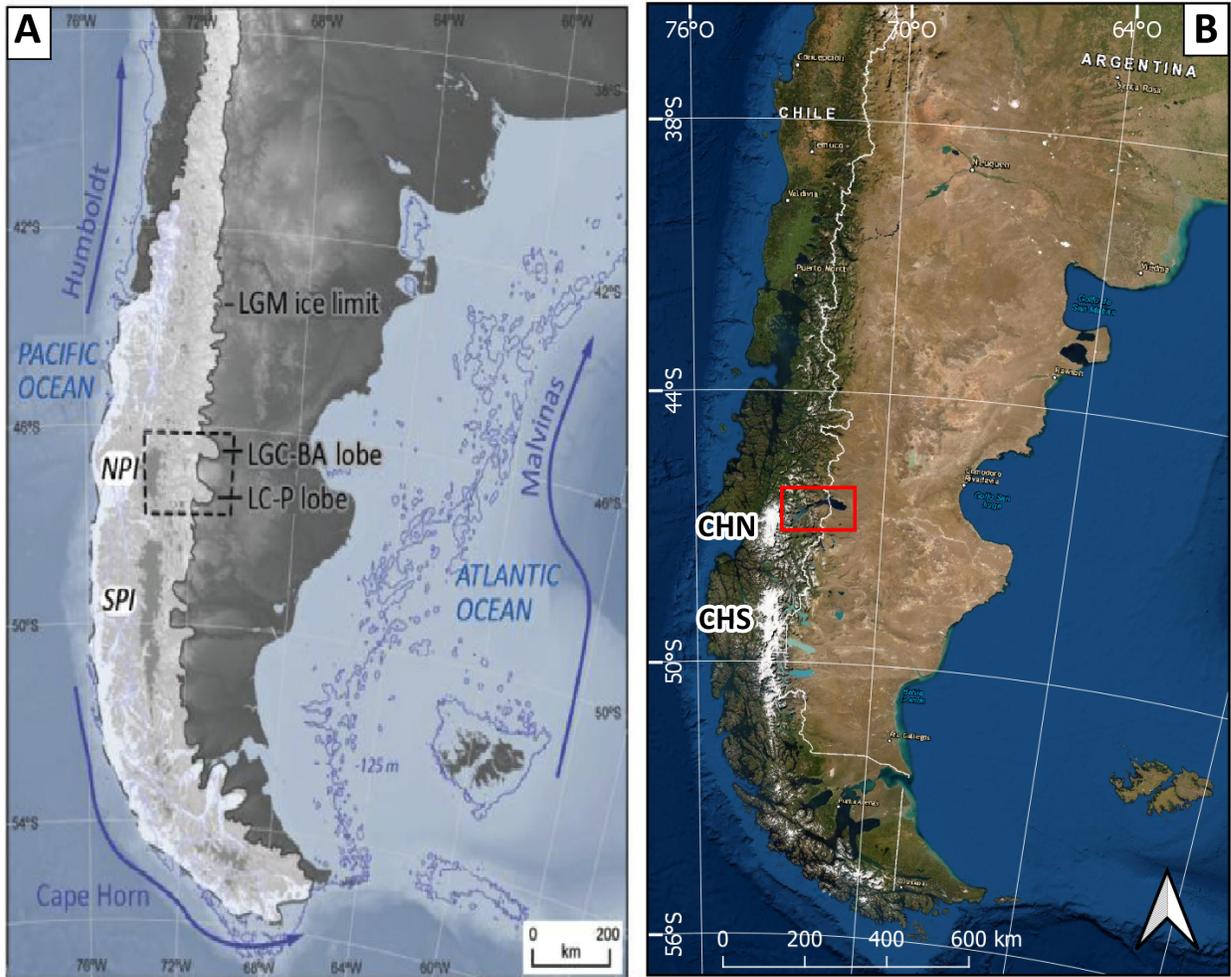


Figura 1.1: A: Extensión del hielo durante el UMG y límite del Casquete de Hielo Patagónico durante ese período (*LGM ice limit*). Extraído de Thorndyraft et al. (2019). B: Extensión actual de los CHN y CHS en Sudamérica. Los CHN tienen una extensión areal aproximada de 4.200 km² y los CHS de 13.000 km² (Aniya et al., 2007). El valle del Río Baker y los fiordos representan el único quiebre en la continuidad de los campos de hielo en 600 km (Turner et al., 2005). La zona del Lago GCBA representada en la figura 1.2 se muestra encerrada en un recuadro rojo. Elaboración Propia.

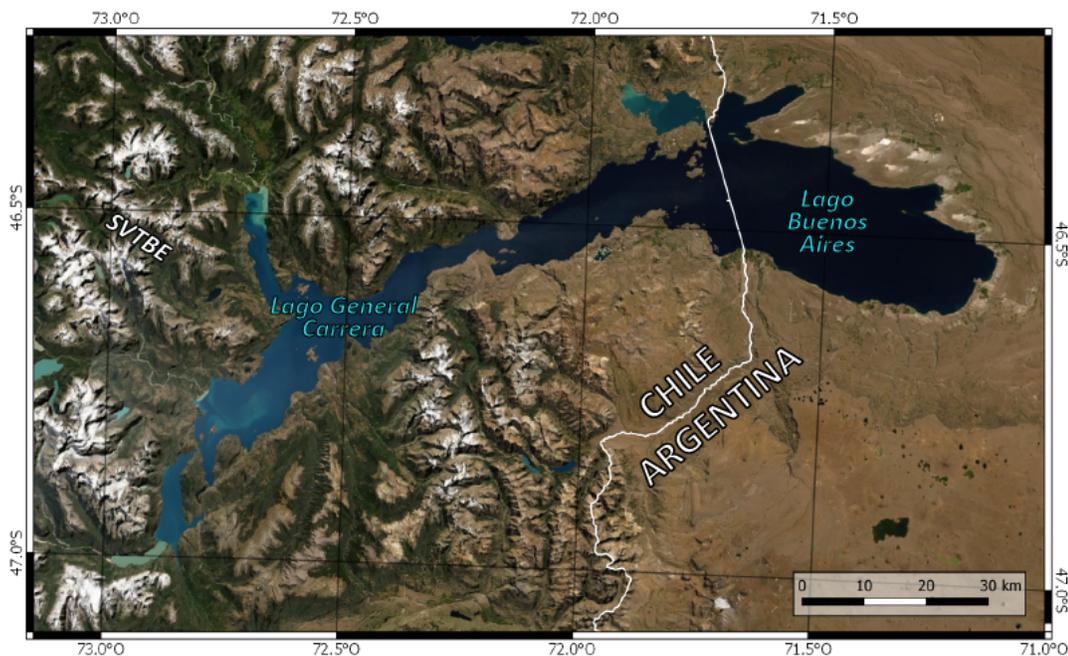


Figura 1.2: Localización del Lago General Carrera-Buenos Aires. Ver localización regional en figura 1.1B.

El paisaje de la zona antes cubierta de hielo durante el UMG presenta marcadas diferencias geomorfológicas en la vertiente occidental y oriental de la Cordillera Patagónica. Atravesando la Cordillera Patagónica, valles tributan hacia sistemas de fiordos e islas colindantes con el Océano Pacífico en la vertiente occidental. Hacia el Este, en cambio, el paisaje se caracteriza por valles que drenan hacia lagos formados en zonas deprimidas por erosión glacial como lo son el Lago GCBA, Lago Cochrane/Pueyrredón (Lago CP), Lago Viedma y Lago Argentino. El desagüe de estos lagos hacia el Océano Pacífico y Atlántico es un tema de la historia hidro-climática que ha sido tratado durante los últimos años, generando distintas hipótesis y visiones sobre la evolución hidrográfica de la zona (Thorndycraft et al., 2019; Vásquez, 2019; Isla y Espinosa, 2020). En ese contexto, una de las principales incógnitas suscitadas es dilucidar el rol que habría cumplido el Sistema Valles Tranquilo-Bayo-Exploradores (SVTBE) como un desagüe del Lago GCBA hacia el Océano Pacífico durante los últimos 15.000 años (Bourgeois, Cisternas, y Frutos, 2019; Davies et al., 2020; Glasser et al., 2016; Martinod, Pouyaud, Carretier, Guillaume, y Hérail, 2016; Thorndycraft et al., 2019). Este sistema de valles actualmente está compuesto por ríos que drenan de manera divergente entre la localidad de Puerto Tranquilo, en la costa oeste del Lago GCBA, y a un fiordo en Bahía Exploradores colindante con el Océano Pacífico (Figura 1.3). La separación de aguas se da en un portezuelo que llamaremos en este trabajo Portezuelo Bayo.

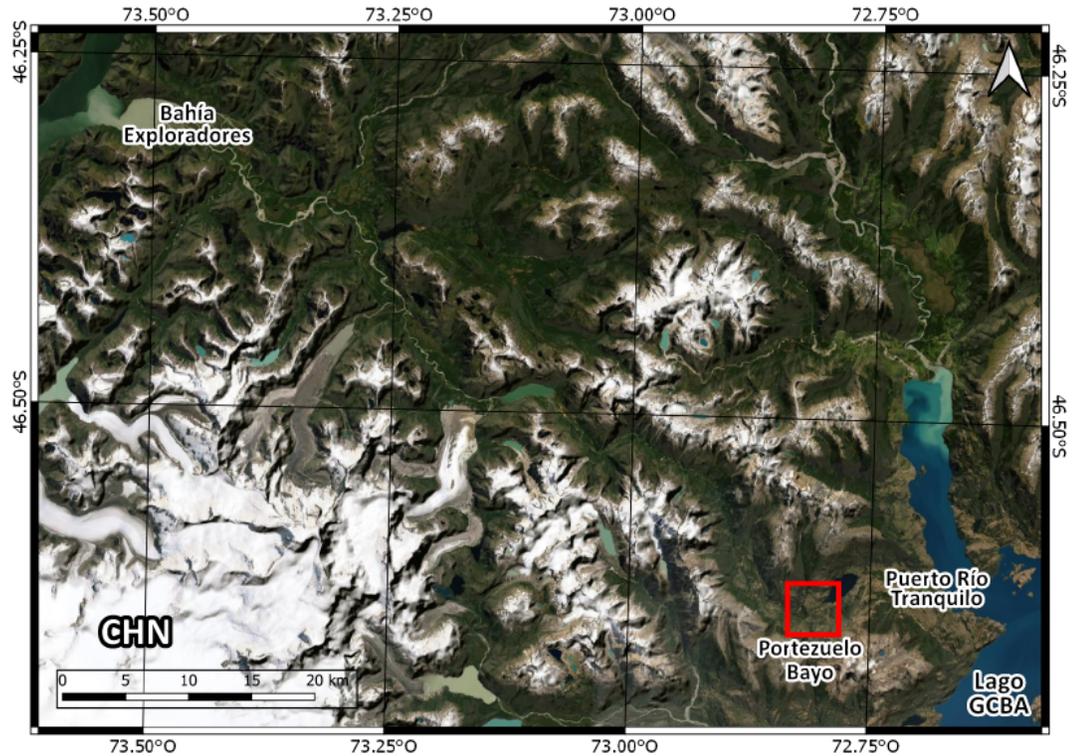


Figura 1.3: Localización del Sistema de Valles Tranquilo-Bayo-Exploradores (SVTBE). Elaboración propia.

Por un lado Martinod et al. (2016) y Thorndycraft et al. (2019), en base a un modelo bayesiano, sugieren que dentro de la evolución hidrográfica del Lago GCBA hubo una etapa en la cual el SVTBE constituyó un drenaje del lago hacia el Océano Pacífico entre 15 y 12,6 ka, mientras que Bourgois et al. (2016a, 2019) y Bourgois, Cisternas, Braucher, Bourlès, y Frutos (2016b) indican que esto no es posible debido a que durante ese período el valle se encontraba bloqueado por una lengua glacial, argumentando además que el Portezuelo Bayo se encuentra a una altura mayor a la del nivel del lago durante este período. Estos autores coinciden que el actual drenaje a través del Río Baker constituye la última etapa de la evolución del Lago GCBA, sin embargo, difieren en el momento que sucede y sugieren que esta apertura hacia el sur pudo ocurrir hace 12,6-11,7 ka (Thorndycraft et al., 2019), 10 ka (Isla y Espinosa, 2020), 8,5 ka (Glasser et al., 2016), posterior a $7,9 \pm 1,1$ ka (Bourgois et al., 2016b) o incluso tan tardío como 6,7 ka (Bell, 2008; Bourgois et al., 2016a). Para el modelo bayesiano de Martinod et al. (2016) y Thorndycraft et al. (2019), esta apertura por el Río Baker implicó el cese del drenaje por el SVTBE, mientras que para Bourgois et al. (2016a) implicó la apertura de la cuenca endorreica que constituía el Lago GCBA.

Este trabajo presenta un mapeo geomorfológico y tres nuevas edades de exposición a la radiación cósmica de superficies geomorfológicas con el objetivo de evaluar la posible actividad del SVTBE como un drenaje del Lago GCBA hacia el Océano Pacífico. En específico, en base a un mapeo geomorfológico, se estudian los procesos glaciales, paraglaciales y fluviales que originaron las distintas geoformas presentes en el SVTBE y se determinan edades en base a la concentración de nucleidos cosmogénicos generada por la exposición a la radiación cósmica de superficies erosionadas con la retirada de los glaciares en cada una de sus posiciones. Los resultados son discutidos en base a su relación con la edad y posición de los niveles del Lago

GCBA definidos en estudios previos (Bell, 2008; Bourgois et al., 2016a, 2016b; Glasser et al., 2016; Martinod et al., 2016; Thorndycraft et al., 2019; Turner et al., 2005).

1.2. Objetivos e hipótesis del trabajo

El primer objetivo general de este estudio es evaluar la posible actividad del SVTBE como un drenaje del Lago GCBA. Como hipótesis de este trabajo se plantea que este sistema de valles se encontraba descubierto de hielo y representaba un desaguadero del Lago GCBA en un periodo comprendido entre los 15 y 10 ka. La presencia de este desaguadero está acorde con el modelo bayesiano propuesto por Thorndycraft et al. (2019) y sería clave para explicar la evolución hidrográfica de la zona durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano. Los objetivos específicos que permitirán evaluar la hipótesis y cumplir con este primer objetivo son:

- Reconstruir la evolución geomorfológica del SVTBE durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano.
- Contrastar la evolución geomorfológica del SVTBE con la evolución del Lago General Carrera-Buenos Aires.

El segundo objetivo general de este trabajo es determinar de manera preliminar la evolución geomorfológica del Ventisquero Exploradores y valle del Río Exploradores en base a un mapeo. Como hipótesis de trabajo se plantea que la lengua que cubría el valle del Río Exploradores retrocede rápidamente hasta una posición cercana a la actual al término del UMG local y ha permanecido fluctuando sólo unos kilómetros durante los últimos 10 ka. Esta estabilidad podría relacionarse con la orientación N-S de este valle en el segmento más alto de la Cordillera Patagónica, que favorece la ocurrencia de topografías sobre la altitud de la línea de equilibrio glacial, sumado a la orientación N-S que implican laderas sombrías en relación con los valles E-W.

1.3. Metodología

1.3.1. Mapeo geomorfológico de la zona de estudio

La identificación y mapeo de las distintas geoformas del SVTBE se realizó utilizando imágenes satelitales de distintas fuentes, entre ellas Bing, ESRI y Google Earth. El análisis de la topografía se desarrolló en base a un modelo de elevación digital (*Digital Elevation Model*, DEM) de alta resolución ALOS PALSAR con un tamaño de celda de 12,5 metros, obtenido a través del sitio web ASF de la NASA¹. Para la corrección del DEM se necesita la altura con respecto al geoide de un punto con un buen control de la altura. Este corresponde a un punto arbitrario escogido en la costa oeste del SVTBE, que presenta un buen control de la altura debido a que su posición coincide con roca caja (Figura 1.4A), por lo que se puede considerar constante en el tiempo. La posición de este punto (46°16'09"S,73°35'47"W)

¹ <https://search.asf.alaska.edu/>

se ingresó en el corrector *GeoidEval*² y el valor de su altura con respecto al geoido EGM84 (14,9596 m en este caso, 15 m para efectos prácticos), se restó a la totalidad de los puntos del DEM. Cabe destacar que un punto escogido de la misma forma en la costa este del valle presenta una altura mayor (Figura 1.4B), de 15,6587 m, por lo que se asume un error asociado a la corrección de al menos 0,6991 m. Debido a que los DEM presentan datos de elevaciones con una resolución de 1 m, se asume en este caso un error de 1 m para todas las alturas medidas.

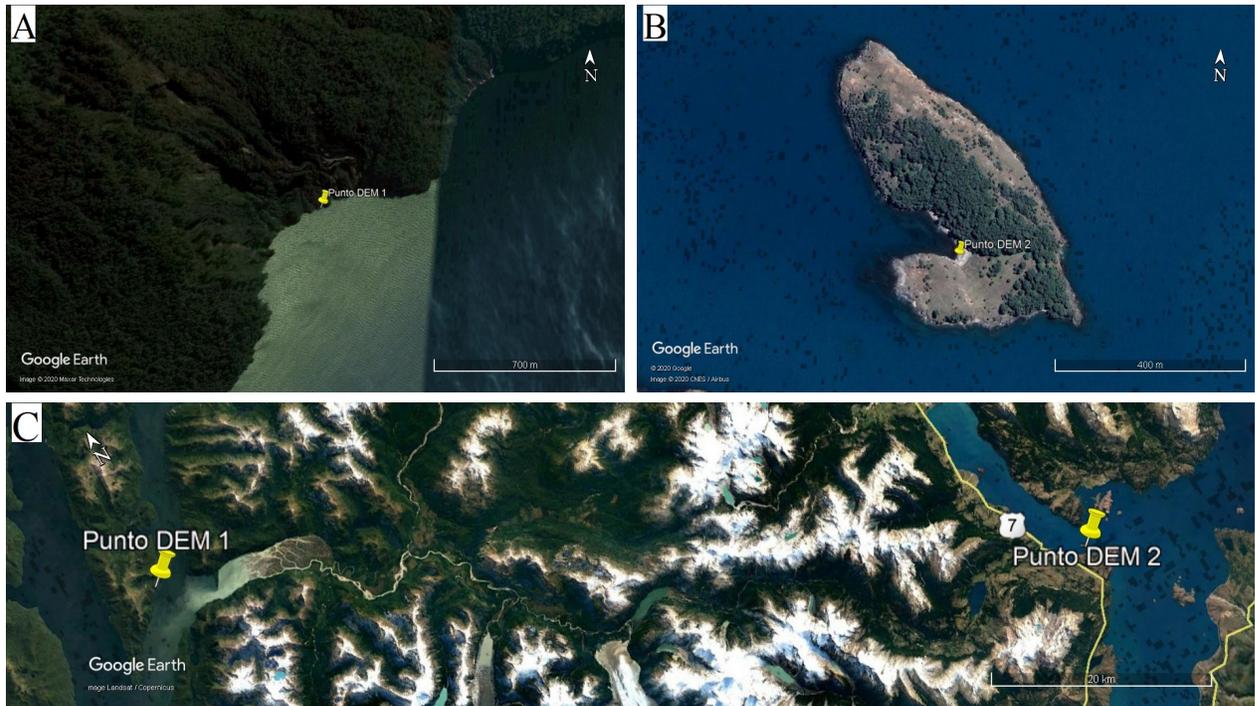


Figura 1.4: Posición de puntos escogidos para la corrección del DEM. A, corresponde a la posición de un punto ubicado en la costa oeste del SVTBE con una diferencia de 14,9596 m con respecto al geoido EGM84. B, corresponde a la posición de un punto ubicado en la costa este del SVTBE con una altura de 15,6587 m. C, posición de los dos puntos a escala regional. Generado con Google Earth Pro.

La visualización de la zona de estudio y la generación del mapa se realizó inicialmente a través del software Google Earth Pro para luego ser finalizado en los softwares ArcGIS 10.5, y QGIS 3.10 y 3.12.2, utilizando de manera adicional el software SAS Planet como fuente de visualización de imágenes satelitales. Se identificaron y mapearon rasgos geomorfológicos que pudieran dar indicios de una actividad tanto fluvial como glacial en el pasado, correspondientes a depósitos y superficies inactivas, además de aquellos depósitos que presentan una actividad que se mantiene en la actualidad. Estas geoformas en muchos casos sólo pueden ser identificadas por medio del reconocimiento de cambios de pendiente abruptos (Figura 1.5B) o la estabilización de ella en torno a un valor de pendiente cercano a 0° (Figura 1.5A), por

² <https://geographiclib.sourceforge.io/cgi-bin/GeoidEval?input=-46.269240+-73.596402&option=Submit>

lo que se generó un mapa de pendientes basado en el DEM y utilizando la función *Slope* de ArcGIS.

Las geoformas reconocidas se clasificaron según su origen en *formas de erosión glacial*, *formas de depositación glacial*, *formas paraglaciales* y *fluviales*. La nomenclatura y definición general de las diferentes geoformas reconocidas se presenta en el glosario dentro del Apéndice A, mientras que los criterios para el mapeo e implicancias de la presencia de determinadas geoformas se pueden ver en la tabla 1.1. Las geoformas identificadas se clasificaron además de acuerdo a su altitud. El mapeo de las geoformas mencionadas es representado en planta mediante una cartografía geomorfológica y sobre un perfil de thalweg que incluye a los ríos Tranquilo, Bayo y Exploradores, generado a través de QGIS utilizando el complemento *Profile Tool* con una polilínea que delinea el contorno del cauce central del SVTBE. Para generar este perfil y obtener la altitud y posición se utilizó el DEM corregido. En el caso de los valles colgados, la altitud que se consideró corresponde a sus altitudes mínimas; para los circos glaciares, la altitud considerada es la de un punto definido en su interior correspondiente con su fondo plano (Figura 1.5B); y para el resto de las geoformas reconocidas se obtuvo la altitud máxima, mínima y promedio.

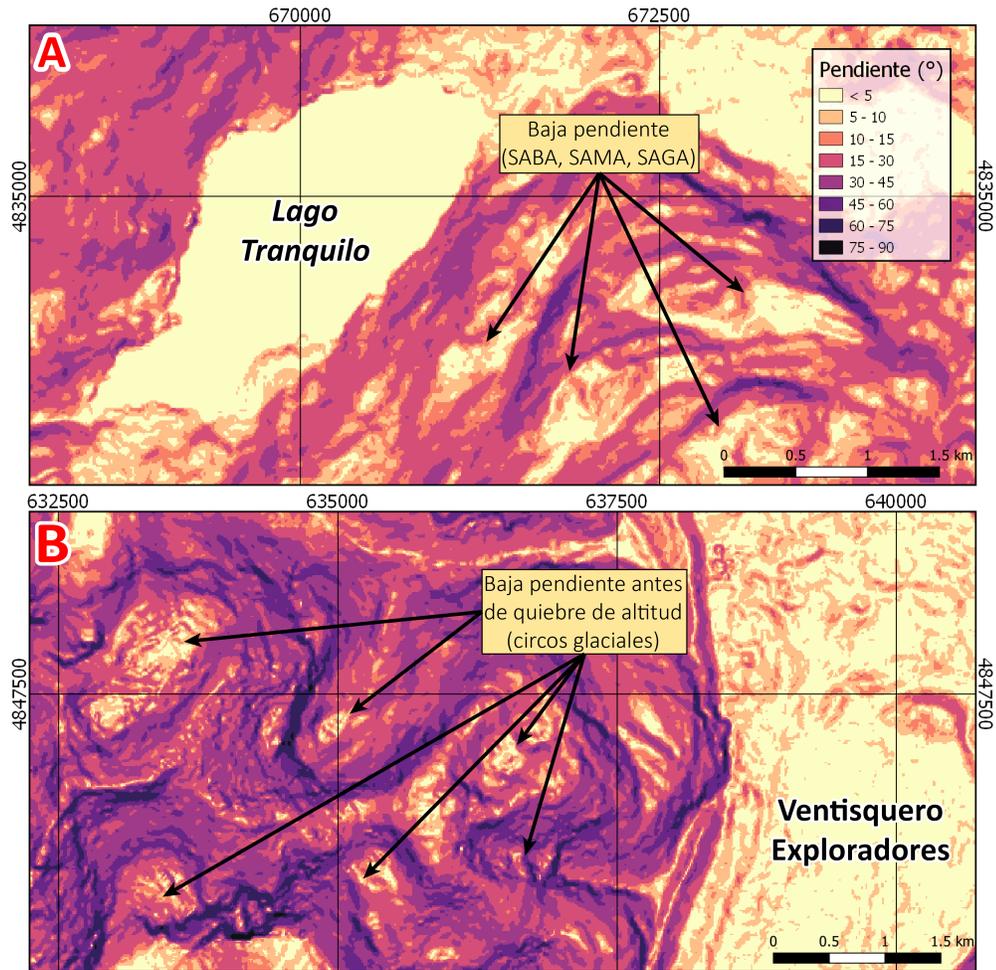


Figura 1.5: Mapa de pendientes utilizado en el reconocimiento de geoformas. A, muestra zonas de baja pendiente ($<5^\circ$) que se reconocen en la ladera sur del valle del Río Tranquilo. Estas son posteriormente clasificadas como SABA, SAMA y SAGA de acuerdo a su posición y altitud. B, muestra los fondos planos de circos glaciares, cuya altitud define la elevación de estas geoformas.

Tabla 1.1: Sumario de las consideraciones para el mapeo y la implicancia de presencia de determinadas geoformas. Generada usando de base una tabla de Soteres et al. (2020). Para la definición de estas geoformas, ver Apéndice A.

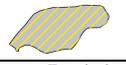
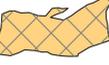
Criterios para el Mapeo				Implicancias	
Geoforma	Morfología	Criterios de identificación	Incertidumbre	Interpretación	Observaciones/Limitaciones
Lineamientos en Roca 	Geoformas de mediana escala, alargadas y paralelas a la dirección de flujo glaciar inferida	Pequeñas crestas con tonos claros/oscuros en lados opuestos en imágenes satelitales, indicando un relieve positivo en forma de montículo. Paralelas al flujo de hielo inferido. Suelen presentarse en grupos. Los de mayor escala presentan quiebres de altitud reconocibles en el DEM	Difícil de reconocer en DEM e imágenes satelitales. Potencial confusión con crestas de deriva o formas promovidas por la estructura de la roca, llevando a una interpretación errónea de direcciones de flujo de hielo	Indican un movimiento del glaciar hacia la cara donde predomina un arranque, en el caso de las rocas aborregadas, y donde predomina un pulido de ella, en el caso de las espaldas de ballena	Existen variadas interpretaciones del origen de las espaldas de ballena (Munro-Stasiuk et al., 2013), por lo que su estudio debe involucrar hipótesis generadas para un estudio en particular
Superficies de Abrasión Glaciar 	Superficies generalmente elongadas y de bajo relieve	Superficies aterrazadas colgadas en paredes del valle con evidencias de erosión glaciar y una pendiente de 0-5° de forma transversal al valle	Su formación puede ser derivada de características estructurales de la roca. Potencial confusión con planicies lacustres colgadas en superficies de baja elevación	Marcas de erosión de un glaciar durante su deriva. Pueden delimitar la elevación de la base glaciar y mínima elevación de su superficie	Clasificadas en superficies de abrasión de baja, mediana y gran altura (SABA, SAMA y SAGA, respectivamente) de acuerdo a su distribución en el valle
Crestas de Deriva Glaciar 	Crestas elongadas que generan un relieve positivo	Crestas que presentan erosión glaciar usualmente con tonos claros/oscuros en lados opuestos, indicando un relieve positivo en forma de montículo. En DEM se reconoce un quiebre en la pendiente. Asociadas a superficies de abrasión glaciar	El relieve positivo puede estar sobrestimado por una erosión de laderas debido a escorrentía superficial posterior a la deriva glaciar	Roca erosionada por glaciares con una mayor resistencia a la erosión que la circundante, probablemente promovida por la litología y características estructurales	En este estudio no es posible ver paleodirecciones de hielo debido a la baja resolución del DEM. Se sugiere ver estas geoformas en terreno
Morrena Terminal Antigua 	Cresta usualmente en forma de arco que se dispone transversal al valle, generando un relieve	Crestas con tonos claros/oscuros en lados opuestos en imágenes satelitales, indicando un relieve positivo en forma de montículo. Generalmente ubicadas en las partes terminales de un glaciar transversal a un valle. Suelen presentar un escarpe en el interior del arco.	Potencial confusión con remociones en masa debido a la cobertura de vegetación	Acumulación de till formada en el frente de un glaciar durante su retroceso. Marca una posición máxima de avance glaciar no borrada por avances posteriores	Clasificadas jerárquicamente de acuerdo a su posición con respecto al valle donde fueron formadas. Un mayor número indica un frente más antiguo y lejano para un mismo valle/lengua glaciar
Morrena Lateral Antigua 	Cresta elongada que genera un relieve positivo	Crestas dispuestas en las paredes de un valle glaciar. Partes superiores de baja pendiente generalmente cubiertas de vegetación con un quiebre de pendiente en DEM. Presentan un escarpe sin vegetación, de color grisáceo y textura de grano grueso, usualmente sombreado en imágenes satelitales	Posible confusión con depósitos coluviales o roca cuando no existe un quiebre de pendiente y tienen baja extensión. Posible confusión con eskers o depósitos por contacto con hielo cuando presentan morfologías y disposiciones similares, y cobertura de vegetación abundante	Acumulación de till con depósitos de caída en los márgenes de un glaciar durante su avance	Su extensión puede ser mayor/menor dependiendo del criterio para separar una morrena terminal de una lateral para un mismo frente morrénico. En general se observan depósitos coluviales que se forman a partir de estos depósitos
Depósitos por Contacto Glaciar 	Depósito con forma de abanico o montículo irregular	En imágenes satelitales están marcados por un sombreado que indica un escarpe y da cuenta de su naturaleza colgada. En DEM se reconocen quiebres de altitud	Posible confusión con abanicos aluviales colgados o depósitos coluviales (los de alta pendiente) cuando presentan forma de abanico. Posible confusión con morrenas laterales o remociones en masa cuando presentan formas de montículo	Depósitos glaciofluviales formados en los márgenes de un glaciar y abandonados luego de la retirada de los hielos	Se recomienda revisar nuevamente estos depósitos y compararlos con estudios en terreno
Abanico Aluvial Colgado 	Depósito con forma de abanico o relicto de uno	Relictos de abanicos colgados generalmente en los márgenes de abanicos aluviales activos con evidencias de erosión por escorrentía superficial. En imágenes satelitales están marcados por un sombreado que indica un escarpe y da cuenta de su naturaleza colgada	En general se reconocen en las inmediaciones de roca aborregada cubierta de vegetación, por lo que su extensión no es tan precisa. Al ubicarse a los pies de quebradas pequeñas, su pendiente suele ser alta y se pueden confundir con depósitos coluviales. Sin la estratigrafía de los depósitos no se puede ratificar su formación en los márgenes de un lago	Posible formación en los márgenes de un cuerpo de agua, cuyo nivel se estabilizó a una elevación mayor a la actual	Clasificados jerárquicamente de acuerdo a su elevación. La comprobación de esta interpretación debe hacerse mediante una caracterización de su estratigrafía en terreno

Tabla 1.2: Continuación de sumario de las consideraciones para el mapeo y la implicancia de presencia de determinadas geoformas.

<p>Abanico Aluvial</p> 	Depósito con forma de abanico	Formados en las laderas del valle donde existen flujos de agua desde cuencas tributarias. Presentan pendientes de 5-10° en secciones amplias y 10-15° en secciones más estrechas del valle. Forma convexa en sección transversal y aumento en el relieve de la ladera en el DEM	Posible confusión con planicie de inundación cuando la pendiente es muy baja (<5°). Posible confusión con depósitos coluviales cuando la pendiente es muy alta (>15°), son pequeños y existe una cobertura de vegetación	Indicativos de un flujo de agua desde una cuenca tributaria al valle troncal	
<p>Delta</p> 	Depósito con forma de abanico o cono	Pendientes de 0-5°. Formada en la desembocadura de un río en un cuerpo de agua (lago, océano). Se reconocen por un color marrón oscuro y flujo distributivos hacia el cuerpo de agua	Debido a su baja pendiente, pueden confundirse en sus márgenes con la planicie de inundación, llevando a subestimar/sobrestimar su extensión real	Indicativos de un río que desemboca en un cuerpo de agua con su nivel estable	Su tamaño y pendiente pueden dar indicios de tasas de depositación y espacio de acomodación
<p>Depósito Coluvial</p> 	Depósito con forma de abanico o cono	Pendientes de 30° o más en DEM. En general de color gris claro y sin marcas dejadas por flujos. Generalmente presentes adosados a laderas con altas pendientes	Posible confusión con abanicos aluviales en valles estrechos o depósitos de remociones en masa cuando hay cobertura de vegetación. Posible confusión con escarpes de morrenas cuando no existe un quiebre de pendiente en DEM o sombreado en imágenes satelitales	Acumulación de material de caída proveniente laderas. Indicativos de una mayor influencia de gravedad por sobre un flujo de agua	
<p>(Escarpe de) Remoción en Masa</p> 	Prominente quiebre en la pendiente de laderas originando escarpes semicirculares y depósitos irregulares con evidencias de movimiento ladera abajo	Depósito irregular que aumenta el relieve de laderas en DEM. Asociado a un escarpe semicircular con una topografía deprimida que genera un notorio aumento de la pendiente en el DEM, y un cambio de color y vegetación en imágenes satelitales	Posible confusión con morrenas cuando presentan formas irregulares. Escarpe a veces no visible en imágenes satelitales y/o DEM	Indicativo de una inestabilidad de la roca caja y ajuste a condiciones deglaciadas	Se limitan a una escala de ~0,5-1 km, por tanto, no se consideran remociones en masa de escalas menores como caídas de roca, flujos de detritos, avalanchas de nieve, entre otros
<p>Planicie de Inundación actual</p> 	Superficie aproximadamente plana y regular que cubre el fondo del valle	Superficie de baja pendiente (<1°). Su extensión lateral queda delimitada por roca y depósitos de ladera, que presentan pendientes mayores en DEM. Con evidencias de meandros abandonados y vegetación que sigue patrones fluviales	Posible confusión en sus márgenes con otras geoformas de baja pendiente como abanicos aluviales, deltas y llanuras de lavado, llevando a subestimar/sobrestimar su extensión	Indicativa de un flujo de agua de baja energía de lagos, glaciares y escorrentía superficial	Al ser una zona plana promueve una migración lateral del río, por lo que sus patrones pueden cambiar con rapidez y facilidad ante factores externos
<p>Llanura de Lavado</p> 	Superficie ondulada y de baja pendiente que grada de geoformas en márgenes del hielo	Superficie generalmente de baja pendiente (1-3°) y color marrón-grisáceo con textura de grano grueso. Presencia de un río trenzado o marcas dejadas por uno, generadas por un flujo de agua de un lago proglaciar y/o de deshielo	Textura de grano grueso a veces no visible en imágenes satelitales. Posible confusión con planicie de inundación actual cuando se encuentran cubiertas por vegetación	Indicativa de un flujo de agua de deshielo	

1.3.2. Datación por edades de exposición a la radiación cósmica

El método de datación por edades de exposición a la radiación cósmica corresponde a una herramienta de datación por medio de la cuantificación del contenido de nucleidos acumulados en roca expuesta de forma superficial a los rayos cósmicos (Ivy-Ochs y Kober, 2008). La Tierra se encuentra constantemente bombardeada por un flujo de rayos cósmicos primarios, galácticos y solares, que al ingresar a la atmósfera terrestre e interactuar con núcleos dentro de esta generan rayos cósmicos secundarios (Ivy-Ochs y Kober, 2008). Luego, los nucleidos cosmogénicos son producidos en la atmósfera e *in situ* en minerales cerca de la superficie de la Tierra debido a interacciones nucleares con estos rayos cósmicos secundarios (Granger, Lifton, y Willenbring, 2013). Es por esto que las tasas de producción de nucleidos cosmogénicos son menores a menores altitudes. Por otro lado, el campo magnético de la tierra es capaz de desviar partículas con baja energía en latitudes menores, lo que provoca que haya distintas tasas de producción de nucleidos cosmogénicos al nivel del mar, siendo aproximadamente la mitad en el ecuador que en los polos (Ivy-Ochs y Kober, 2008).

Los nucleidos cosmogénicos se acumulan con el tiempo, lo que permite, de esta forma, datar geoformas con rangos en edades de cientos a decenas de millones de años. Además, los distintos radionucleidos (cada uno con diferente vida media) se acumulan en una variedad de minerales, por lo que el espectro de problemas de carácter geomorfológico que se pueden enfrentar es sumamente amplio (Figura 1.6) (Ivy-Ochs y Kober, 2008).

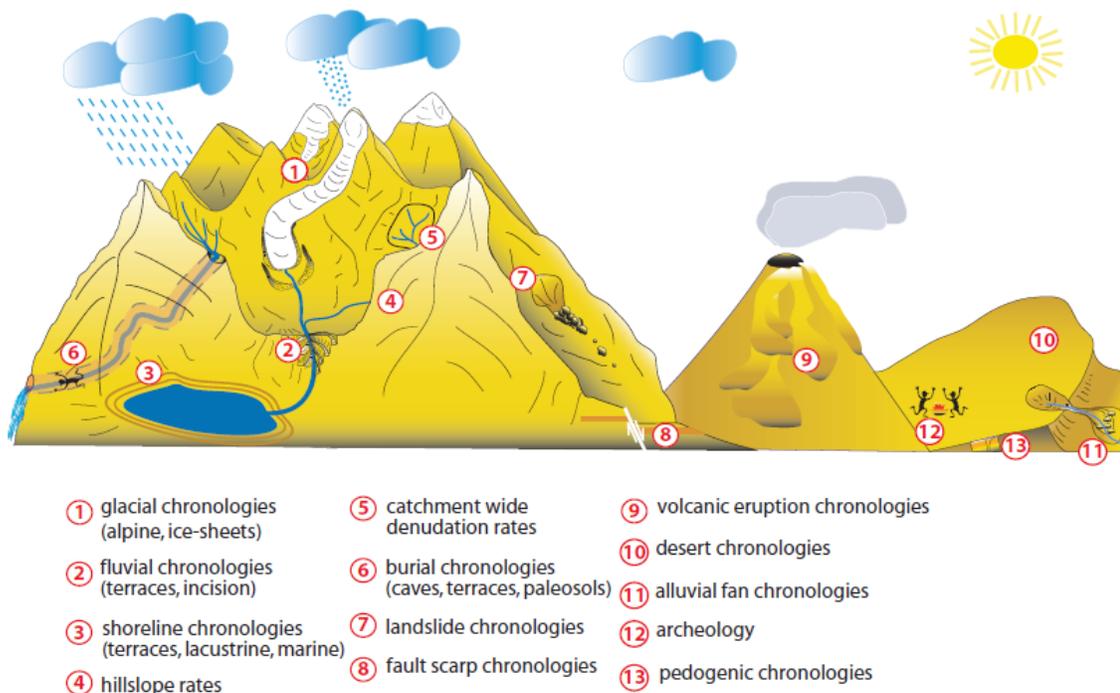


Figura 1.6: Diagrama mostrando de forma esquemática las distintas geoformas que pueden ser datadas y abordadas a través del método de exposición a nucleidos cosmogénicos. Modificado de Ivy-Ochs y Kober (2008).

Si bien la concentración de nucleidos cosmogénicos en una roca es función del tiempo a la que está expuesta a los rayos cósmicos, existen otros factores importantes a considerar como

la atenuación de los rayos cósmicos, que aumenta con la profundidad, y la tasa de erosión a la que ha estado sometida la roca durante un tiempo determinado (Granger et al., 2013; Ivy-Ochs y Kober, 2008). Debido a todos estos supuestos, paleo-altitud, paleo-magnetismo, tasa de erosión, este tipo de dataciones requiere un cuidadoso tratamiento a lo largo de todas sus etapas.

La datación de exposición superficial a nucleidos cosmogénicos resulta útil en rocas y geoformas que han sido expuestas por primera vez, evitando herencia de exposición previas (Granger et al., 2013). Así, mediante este método se pueden datar superficies geomorfológicas usando la concentración de estos nucleidos en bloques de morrenas, abanicos aluviales, depósitos de remoción en masa, entre otras superficies agradacionales. En cuanto a las superficies de erosión, se pueden obtener edades en superficies aborregadas y estriadas de origen glacial, terrazas fluviales y marinas, cicatrices de remociones en masa, entre otras superficies (Ivy-Ochs y Kober, 2008).

El isótopo ^{10}Be se ha convertido en el nucleido cosmogénico producido *in situ* más medido debido a factores como la gran abundancia del mineral que se usa para datar, cuarzo, las bajas concentraciones en la naturaleza de ^9Be en cuarzo, estandarizaciones del procedimiento para datar, un perfil de tasas de producción en profundidad relativamente simple y una buena precisión mediante espectrometría de masas con acelerador (Granger et al., 2013). En la mayoría de los estudios se miden las concentraciones de ^{10}Be en minerales de cuarzo, esto debido a su abundancia y resistencia a la erosión y meteorización, a diferencia de minerales como olivino y piroxenos que se transforman en minerales de arcilla (Ivy-Ochs y Kober, 2008).

Durante una campaña en terreno desarrollada en las zonas del SVTBE el año 2018 por los Doctores Germán Aguilar y Joseph Martinod, se recolectaron muestras de roca aborregada con presencia de estrías glaciales a una profundidad de 1-2 cm para una posterior datación por medio de las concentraciones del isótopo ^{10}Be en cuarzo. En particular, un análisis de nucleidos cosmogénicos en las superficies de roca aborregada, como el que este trabajo presenta, puede dar información sobre velocidades de deglaciación de los fondos de los valles y tasas de retroceso glacial. Para esto es necesario que un mínimo de tres metros de roca caja haya sido removido de forma de no tener concentraciones de nucleidos cosmogénicos heredadas (Ivy-Ochs y Kober, 2008). Condición que se cumpliría a cabalidad, dada la envergadura de la erosión glacial en la Cordillera Patagónica, que ha sido capaz de excavar varias decenas de metros de sustrato rocoso.

Para la medición de la concentración de ^{10}Be de las muestras es necesario separar y disolver el mineral de cuarzo. En un baño de ultrasonido caliente y/o sobre una mesa agitadora se agrega primero HF ($\sim 4\%$) para disolver los demás minerales y posteriormente, luego de separar el mineral de cuarzo, se agrega HF y HNO_3 concentrados para disolverlo junto con aproximadamente un miligramo de ^9Be en solución. Finalmente, se miden las razones $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mediante un espectrómetro de masas con acelerador (Ivy-Ochs y Kober, 2008). La cuantificación de átomos de ^{10}Be se efectuó usando como material estándar *STD-11* con una razón isotópica $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ asumida de $1,191 \cdot 10^{-11}$.

Las edades se calcularon usando el calculador de nucleidos cosmogénicos online CRONUS-Earth (<http://hess.ess.washington.edu/>), con la tasa de producción de ^{10}Be calculada para Patagonia según datos de calibración de Kaplan et al. (2011) obtenidos de la base de datos online ICE-D (<http://calibration.ice-d.org/pub/28>), el esquema de escalamiento tiempo-dependiente Lm , cuarzo con una densidad de $2,5 \text{ gr/cm}^3$ y *STD11* como material estándar. El cálculo del apantallamiento generado por la topografía (*topographic shielding*) se hizo para

cada muestra considerando la topografía lejana y cercana. Para ello, en Google Earth se trazaron perfiles desde una muestra hasta alcanzar un máximo topográfico (Figura 1.7A). Con la distancia y diferencia en elevación de cada máximo se obtuvo la elevación angular de ocho puntos que describen el horizonte cada 45° de azimut (Figura 1.7B). Los valores de elevación angular obtenidos, junto con las coordenadas y elevaciones de las muestras, se ingresaron en el sitio web CRONUS-Earth (<http://cronus.cosmogenicnuclides.rocks/2.1/html/topo/>) para calcular el apantallamiento generado por la topografía lejana. Adicionalmente, se calcularon valores aproximados de rumbo y manteo usando Google Earth y fotografías de las superficies muestreadas, lo que permitió obtener una aproximación del apantallamiento generado por la topografía cercana. Usamos una tasa de erosión de 0 mm/ka para el cálculo de edades, debido a que las rocas muestreadas presentan una alta resistencia a la erosión y las tasas de erosión se encuentran pobremente constreñidas regionalmente (Davies, Thorndy-craft, Fabel, y Martin, 2018). También incluimos como anexo edades con tasas de erosión de 1 mm/ka que sirven de comparación. De todos modos, la elección entre una u otra tasa de erosión conlleva pequeños cambios en edades de exposición dentro de la escala temporal de este estudio, hasta un orden de magnitud menor que las incertidumbres o errores calculados ($\sim 1\%$ por cada 1 mm/ka) (Davies et al., 2018). De forma adicional, se recalcularon todas las edades de exposición a ^{10}Be al interior del SVTBE, que corresponden a muestras de Glasser, Harrison, Ivy-Ochs, Duller, y Kubik (2006).

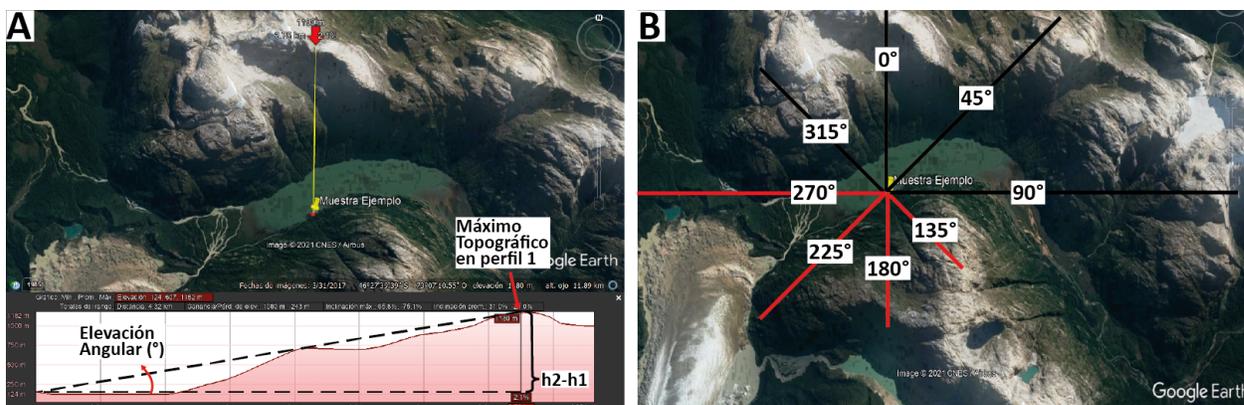


Figura 1.7: Cálculo de apantallamiento generado por topografía lejana usando Google Earth. A, elevación angular para un punto que describe el horizonte de la muestra. B, perfiles generados para describir el horizonte de la muestra. El largo del perfil depende de la distancia a un máximo topográfico.

1.4. Ubicación y Accesos

La zona de estudio se encuentra ubicada en los Andes Patagónicos, en el sector norte de los Campos de Hielo Norte, entre las coordenadas 46°15'-46°30' Latitud Sur y 76°30'-72°36' Longitud Oeste. Esta zona se encuentra localizada en la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, específicamente en el extremo suroeste de las provincias de Aysén y Chile Chico (Figura 1.8).

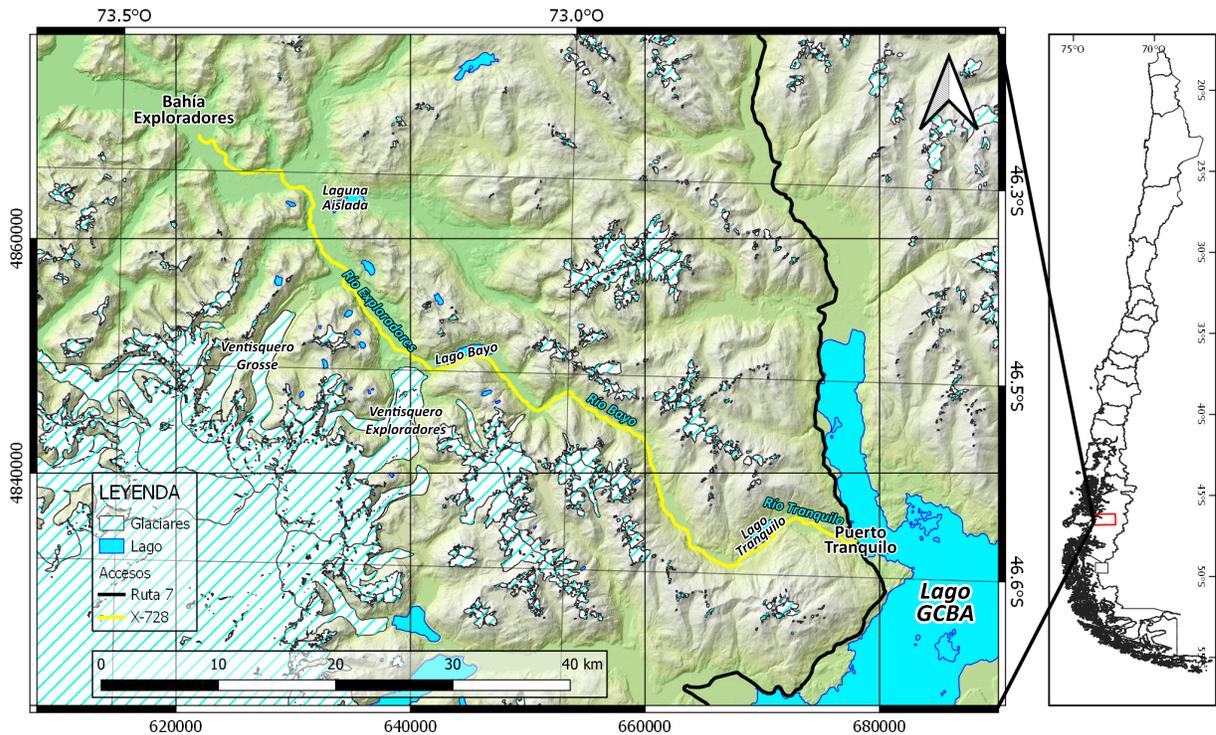


Figura 1.8: Mapa con la ubicación, accesos y localidades más relevantes de la zona de estudio. El SVTBE se ubica al noreste de los Campos de Hielo Norte, en la Región de Aysén. La ubicación está indicada en los sistemas de coordenadas UTM y cartesiano.

A la zona de estudio se puede acceder por medio de automóvil utilizando en primera instancia la ruta 7, también conocida como la Carretera Austral, hasta la localidad de Puerto Tranquilo, desde donde es necesario tomar la ruta X-728 en dirección hacia el oeste a través del valle del Río Tranquilo y que luego de un portezuelo continúa bordeando el Río Bayo y posteriormente el Río Exploradores hasta alcanzar el extremo oeste de la ruta en Bahía Exploradores.

Capítulo 2

Antecedentes

2.1. Evolución Hidro-climática de la Zona de Estudio

2.1.1. Avances Glaciares

Tanto los Campos de Hielo Norte como los Campos de Hielo Sur (CHN y CHS, respectivamente) han sufrido expansiones y contracciones en repetidas ocasiones en el período Cuaternario (Glasser et al., 2016). Precediendo al período del Último Máximo Glacial (UMG) Global ($\sim 26,5$ -19 ka), el UMG local ha sido definido entre los 29,9 y 28,0 ka basado en edades obtenidas a través de dataciones por exposición a nucleidos cosmogénicos de bloques morrénicos (Davies et al., 2020; Thorndycraft et al., 2019). Con este episodio, los Andes Patagónicos se encontraban cubiertos por un único gran Campo de Hielo (también llamado Casquete Glaciar Patagónico, *Patagonian Ice Sheet*, PIS) que cubría una superficie de 2.090 km entre los 38°S y 55°S (Bourgeois et al., 2016a; Davies et al., 2020; Glasser, Harrison, Schnabel, Fabel, y Jansson, 2012; Turner et al., 2005).

El Casquete Glaciar Patagónico en la zona de estudio se extendía hacia el este por dos grandes lenguas glaciares: lóbulo Buenos Aires (46°30'S) y lóbulo Pueyrredón (47°10'S), los cuales sobrepasaban la topografía y se extendían hacia el pie de montaña. Estos lóbulos se encontraban separados por la meseta volcánica del Lago Buenos Aires que alcanza elevaciones de más de 2.000 m (Davies et al., 2020). En la región se reconocen avances glaciales entre los 27-20 ka para estos lóbulos de hielo, basado en edades obtenidas a través de dataciones por exposición a nucleidos cosmogénicos de bloques morrénicos (Davies et al., 2020). En el Lago GCBA se estima que la mayor extensión del frente de hielo ocurrió entre los 29 y 25 ka (Bourgeois et al., 2016a), pero debido al escaso control en cuanto a las dataciones no existe certeza sobre las fluctuaciones entre los 35 y 20 ka.

Fluctuaciones glaciales han sido documentadas a través de un registro de dataciones realizadas en los sistemas de morrenas de la costa este del Lago GCBA (Figura 2.1). Para las morrenas Fénix IV y III se han registrado promedios de edades que van desde los 28,8 ka hasta 23,3 ka con una desviación estándar de 2,1. Morrenas más recientes como Fénix I (edad más joven de $18,1 \pm 0,2$ cal ka AP) y Menucos (17,6 ka (DE 0,1) y 17,3 ka (DE 1,0)) permiten constreñir el inicio de una recesión significativa de los glaciares para el área del Lago GCBA con una edad de $18,0 \pm 0,1$ cal. ka AP y una subsecuente aceleración en la retirada del hielo de la morrena Menucos en torno a $\sim 17,32 \pm 0,1$ cal. ka AP (Thorndycraft et al., 2019; Davies et al., 2020).

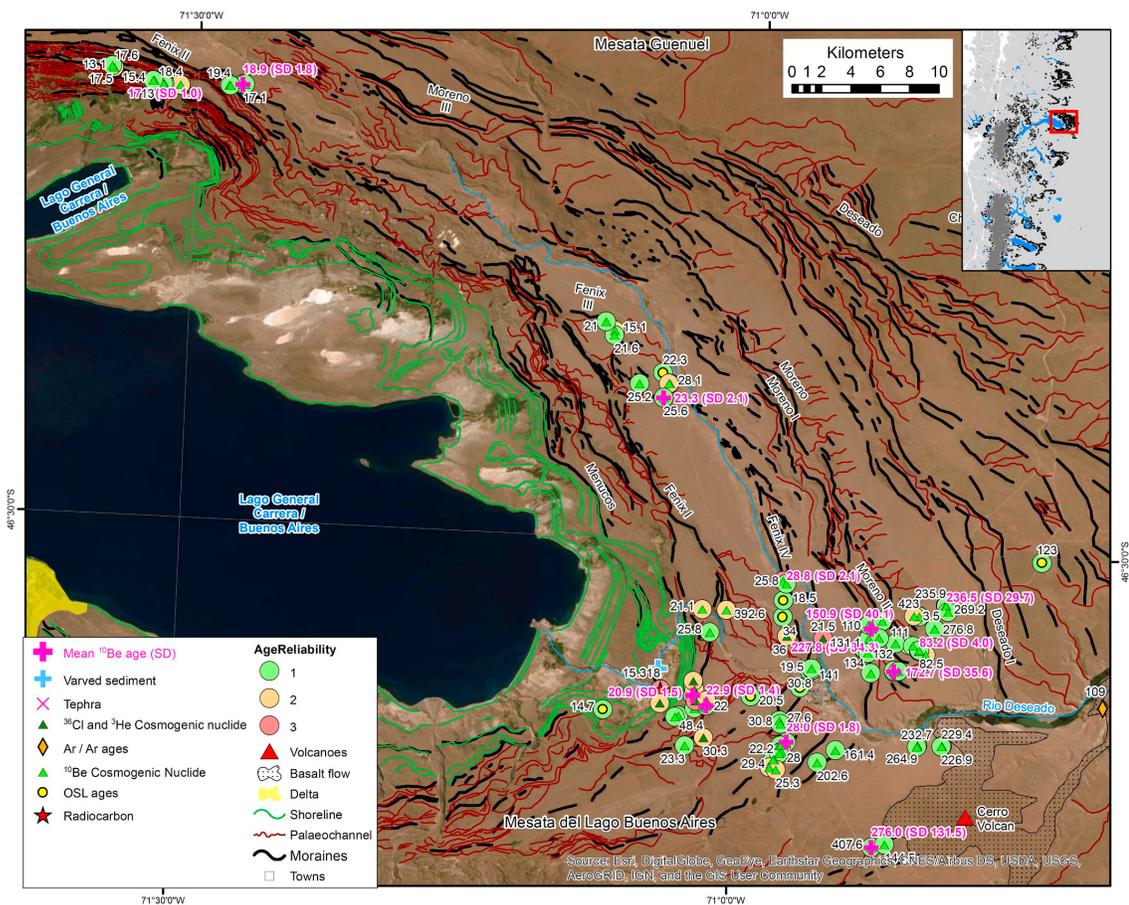


Figura 2.1: Mapa recopilatorio de edades y geomorfología publicadas, junto con secuencias de morrenas reconocidas en la costa este del Lago GCBA. Extraído de Davies et al. (2020).

Glasser et al. (2012) propone un re-avance glacial a escala regional para la zona, que se extendió en valles localizados al este y oeste de los Andes Patagónicos durante el Máximo Tardiglacial y principios del Holoceno. En la figura 2.2 se pueden ver las edades ¹⁰Be en torno a los 11,0 y 11,7 ka que fueron documentadas para los glaciares Leones, Soler, Nef y Colonia. Además, en esta figura se presentan dataciones realizadas en bloques erráticos del valle del Río Tranquilo con una edad ¹⁰Be de $13,8 \pm 0,9$ ka que indican la retirada de una lengua glacial proveniente de los CHN hacia el oeste durante este período (Glasser et al., 2012). Además, la datación de una geoforma por contacto con hielo, cercana a la divisoria de aguas entre el Río Tranquilo y el Río Bayo con una edad OSL de $9,7 \pm 0,7$ ka indicaría que el hielo seguía presente en esta posición del SVTBE al menos hasta ese período (Glasser et al., 2012). Por otro lado, en el extremo oeste de los CHN, la datación por OSL de una morrena ubicada en el área del glaciar San Rafael con una edad de 9,3-9,7 ka, sería indicativo de un avance glacial ligeramente previo a lo anteriormente mencionado (Glasser et al., 2012).

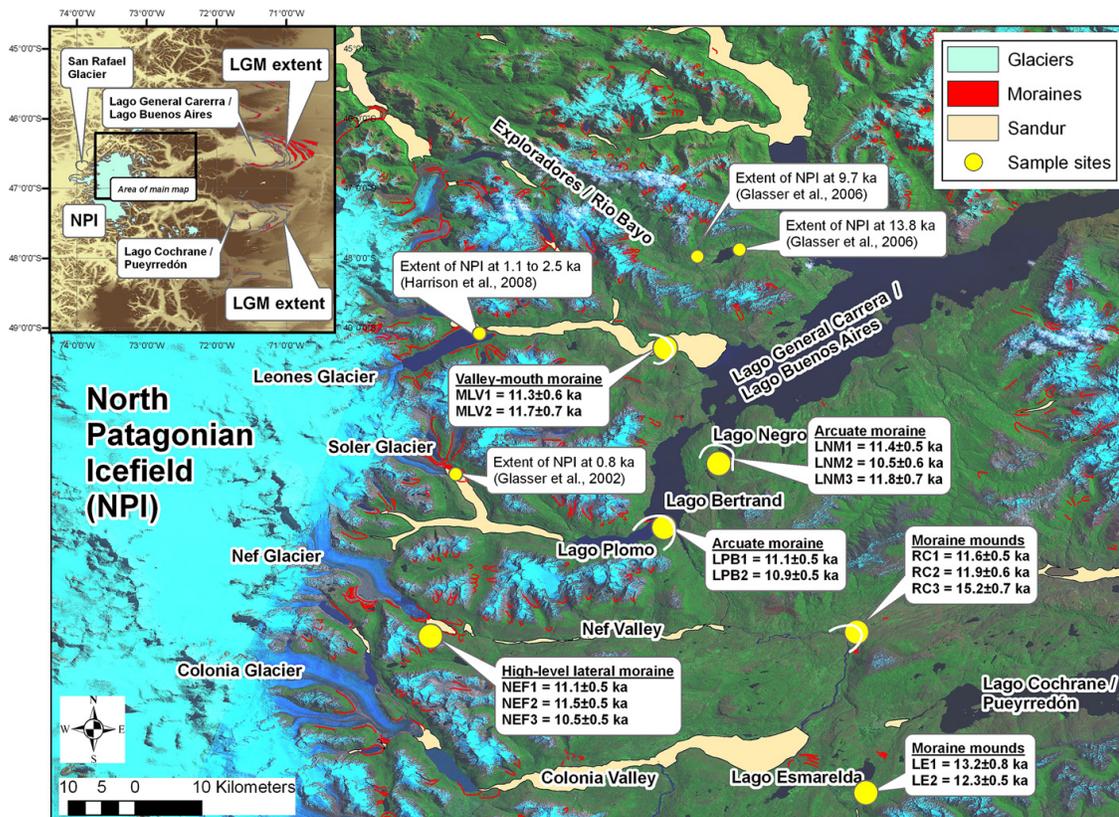


Figura 2.2: Mapa con edades ^{10}Be para muestras ubicadas en valles de los glaciares Leones, Soler, Nef y Colonia. Hacia el norte se muestran dataciones en el valle del Río Tranquilo con una edad ^{10}Be de 13,8 ka que indicaría la retirada del hielo del valle. Modificado de Glasser et al. (2012).

En el contexto de deglaciación del Holoceno, avances glaciales se han reportado por varios autores (Aniya et al., 2007; Glasser y Harrison, 2005; Glasser et al., 2012). Los glaciares que han modelado el Ventisquero Exploradores, localizado en el SVTBE registran esta historia durante los últimos 1.600 años. Aniya et al. (2007) realizó dataciones de radiocarbono en restos de madera, plantas y materia orgánica proveniente de tres morrenas terminales reconocidas en el frente del Ventisquero Exploradores. Los registros de edades de estas morrenas concuerdan con un retroceso posterior a tres pulsos glaciales. La Morrena Invernada (denominada TM1) representa el pulso más antiguo y alejado del glaciar actual. Las edades obtenidas por Aniya et al. (2007) para esta morrena son demasiado jóvenes, por lo que su edad de formación mínima corresponde a la edad de la morrena principal y probablemente se formó hace 1650-1350 años, durante un período Neoglacial (Aniya et al., 2007). La morrena principal (TM2), con mayor extensión y control de edades, indica una edad de formación máxima de 9.250 ± 50 AP y mínima de 820 ± 50 AP. Aniya et al. (2007) indican que su edad de formación probable fue entre el siglo XII y XVII. El frente más joven que data de comienzos del siglo XIX y corresponde con el pulso final de la Pequeña Edad de Hielo (entre el siglo XVI y XIX) (Aniya et al., 2007; Mardones, Aguayo, Smith, y Ruiz, 2018). Teniendo en cuenta la altitud de estas morrenas, se puede inferir que la potencia del glaciar durante la PEH era bastante menor que aquel que originó los depósitos de TM2 (Mardones et al., 2018).

2.1.2. Retrocesos Glaciares

Con un retroceso glaciar se inicia un período paraglacial que se caracteriza por un aumento en las aguas de deshielo y la estabilización de las geoformas ante las nuevas condiciones de reducción de cobertura glaciar. Los procesos paraglaciales generan nuevos depósitos y cambian la hidrografía, geomorfología y sedimentología de la zona previamente cubierta por hielos (Oliva, Mercier, Ruiz-Fernández, y McColl, 2019). En particular, la generación de paleolagos represados por hielo y morrenas se puede evidenciar en la región a través del estudio de paleolíneas de costa, antiguos niveles de terrazas, deltas emergidos y depósitos glaciofluviales (Davies et al., 2020). Esto ha permitido generar una reconstrucción hidrográfica de la zona de estudio desde el UMG de acuerdo con las distintas visiones de los autores que la han analizado.

Durante el UMG local los glaciares se concentraban en los valles principales, formando grandes sistemas de morrenas a unos 150 km al este de los actuales casquetes glaciales (CHN y CHS) (Glasser et al., 2012). Estos glaciares habrían bloqueado las rutas de desagüe hacia el oeste, formando sistemas hidrográficos represados por hielo como el Lago GCBA y Lago Cochrane/Pueyrredón (Lago CP), los cuales drenaban hacia el este en dirección al Océano Atlántico (Bell, 2008) y se encontraban condicionados por la localización de represas dadas por el relieve, depósitos morrénicos y hielo (Davies et al., 2020). La erosión de los depósitos glaciogénicos, junto con el retroceso de las lenguas glaciares hacia el oeste despejó rutas anteriormente bloqueadas, posibilitando interconexiones entre las cuencas y el drenaje de aguas hacia el Océano Pacífico (Bell, 2008; Davies et al., 2020; Thorndycraft et al., 2019). Esta continua retirada del hielo marca la separación del Casquete Glaciar Patagónico en los CHN y CHS hace aproximadamente 12,6-8,5 ka (Glasser et al., 2016; Thorndycraft et al., 2019; Benito y Thorndycraft, 2020).

Thorndycraft et al. (2019) recopilaron gran parte de la información propuesta por diferentes autores y propusieron un modelo Bayesiano para la evolución de los lagos del sector en estudio. Este modelo toma en consideración la evolución hidrográfica de las cuencas del Lago GCBA, Lago CP y el Valle Chacabuco, producto de la retirada de sus respectivas lenguas glaciares. La secuencia evolutiva de los lagos en las latitudes 46-48°S consta de 8 etapas resumidas en la figura 2.3. Esta considera una secuencia evolutiva desde el término del UMG, donde ocurre una retirada sostenida de las lenguas glaciares de los valles, generando cambios en la dinámica fluvial y glacial, desencadenando la formación de lagos proglaciares represados, unión y separación de cuencas hidrográficas, inundaciones catastróficas condicionadas por erosión y colapso de represas, entre otros.

Hace 18,0-17,0 ka comienza el retroceso de los glaciares, formando lagos proglaciares en sus frentes, como el Lago GCBA, Lago Chacabuco y Lago CP (Figura 2.3a). En los valles Chacabuco y Cochrane/Pueyrredón este retroceso permitió la conexión de sus lagos proglaciares a través de Puesto Tejuela, formando un gran lago que drenaba hacia el Océano Atlántico por el Río Pinturas (Figura 2.3b). La continua retirada del hielo y separación de los glaciares Colonia y Nef, permitió que zonas que anteriormente se encontraban cubiertas por glaciares al oeste de la confluencia Baker-Chacabuco fueran inundadas por aguas de deshielo (Figura 2.3c). En ciertas áreas el hielo formaba represas que al colapsar liberan una gran cantidad de agua de deshielo y generan depósitos característicos. Entre los 15,3 y 15,0 ka, ocurre un colapso de un represamiento por hielo hacia el sur que invierte el drenaje de esta cuenca, generando un desagüe hacia el Océano Pacífico por el desaguadero Barrancos

(Figura 2.3d). El inicio de un nuevo periodo de enfriamiento conocido como la Inversión Fría Antártica (*Antarctic Cold Reversal*, ACR) (15,0-14,2 cal. ka) produce un reavance del glaciar Soler. En este período (15,0-14,2 ka) no se tiene certeza si se mantiene un drenaje por sobre el portezuelo Barrancos (420 m.s.n.m.) o si existe una conexión con la cuenca norte (Lago GCBA) por un flujo de agua vía englaciador o subglaciador al glaciar Soler. Este lago, que reúne a todas las cuencas lacustres de la zona, posiblemente presentaba un drenaje a través del SVTBE (Figura 2.3e). Después de este periodo de enfriamiento y, junto con un nuevo retroceso del glaciar Soler, se posibilita la unión de las cuencas lacustres de la zona y la formación del Lago Chalenko con un paleo-nivel de 350 m.s.n.m. y que desaguaba por el SVTBE (Figura 2.3f). Debido al continuo retroceso de los glaciares en el Valle del Río Baker se activa un drenaje hacia el sur entre 12,6 y 11,7 ka, disminuyendo el nivel del Lago Chalenko e inhabilitando el drenaje por el Río Bayo (Figura 2.3g). Esta disminución expone antiguos depósitos morrénicos, que previenen el drenado total del Lago GCBA, además de generar lagos represados por ellos, los cuales posteriormente colapsan entre 11,7 y 8,0 ka, produciendo inundaciones catastróficas en el proceso (Figura 2.3h).

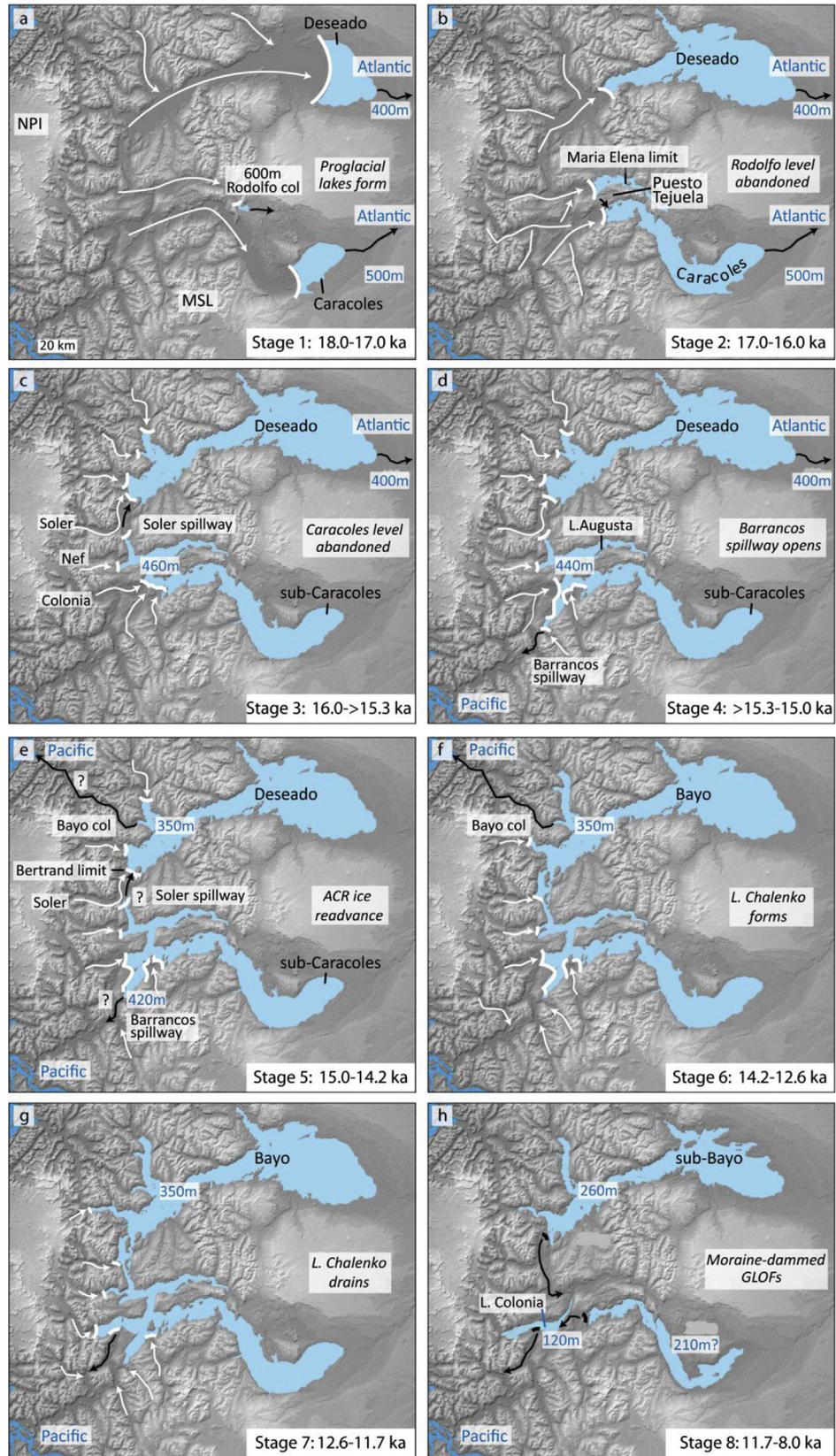


Figura 2.3: Evolución Hidrológica del Lago GCBA según Thorndycraft et al. (2019).

Bourgois et al. (2016a), en contraste con lo anterior, plantean una evolución distinta y que consta de dos etapas. La primera etapa, entre el UMG (27-19 ka) y el ACR (14,5-12,9 ka), contempla un desarrollo oscilatorio de las lenguas glaciares, lo que se evidencia por registros de edades de morrenas dispuestas en la costa este del Lago GCBA (Ver Avances Glaciares en 2.1.1). Durante esta etapa no existirían evidencias de grandes retrocesos de los glaciares hasta el ACR. En la segunda etapa el Lago Buenos Aires queda descubierto de hielo, evolucionando como un gran lago proglaciar del lóbulo que en ese entonces ocupaba el Lago General Carrera. Debido a un re-arreglo en el drenaje de la cuenca del Lago GCBA, el desagüe hacia el Océano Atlántico se ve limitado, transformándola en una cuenca endorreica por un período comprendido entre 12,9 ka y $10,9 \pm 1,3$ ka.

Una datación realizada por Glasser et al. (2006) con una edad OSL de $9,7 \pm 0,7$ ka para una acumulación de sedimento glaciofluvial ubicado contiguo al Portezuelo Bayo, que separa aguas entre el Río Tranquilo y Río Bayo, marca la retirada del hielo del SVTBE en esa posición. A partir de esta edad, Bourgois et al. (2016a) concluyen que el Río Bayo no pudo constituir un desagüe del Lago GCBA entre los 15 y 12,6 ka, ya que el hielo se habría retirado después de $12,7 \pm 0,9$ ka, permaneciendo en el lugar hasta al menos $9,7 \pm 0,7$ ka. Sumado a esto, Bourgois et al. (2019) cuestionan lo propuesto por Thorndycraft et al. (2019), ya que en su modelo evolutivo del Lago GCBA no consideran esta última edad junto con otros 12 datos de edades, entre ellas las edades entre $10,9 \pm 1,3$ y $7,9 \pm 1,1$ ka para dos crestas morrénicas en el área de Fachinal sobre una terraza lacustre cuya formación sería en el nivel Chalenko del Lago GCBA. Además, cuestionan la representatividad de una parte de los datos expuestos, señalando que generan un sesgo e incertidumbre importantes en la primera fase de su modelo bayesiano.

Esta dinámica de apertura, conexión y cierre de cuencas glacio-lacustres asociada a avances y retrocesos de glaciares ha sido correlacionada con paleoniveles de lagos de la zona. La datación de formas de erosión y depositación como sedimentos de abanicos aluviales, notchs o dropstones que se disponen sobre paleolíneas de costas, permite generar una reconstrucción temporal de los niveles de las cuencas glacio-lacustres. En las costas del Lago GCBA se reconoce una variedad de planicies colgadas a distintas altitudes, que representan escalones de entre 30 y 150 m de alto y han sido atribuidos a una rápida disminución en el nivel de aguas, seguido de una estabilización de ellas durante un período de entre cientos hasta miles de años (Bell, 2008; Isla y Espinosa, 2020). Estas constituyen hasta cuatro niveles de terrazas, siendo las dos terrazas de menor elevación y más recientes (T1 y T2) ampliamente desarrolladas en varios sectores del Lago GCBA (Bourgois et al., 2016a; Martinod et al., 2016). Por otro lado, las terrazas más elevadas y antiguas (T3 y T4) sólo se pueden observar localmente y no tienen una continuidad más allá de unos pocos kilómetros, por lo que su generación se atribuye a lagos represados por hielo formados en los márgenes de un glaciar que ocupaba gran parte del valle del Lago GCBA (Martinod et al., 2016).

Para la formación del nivel T2 (440-400 m.s.n.m.) y su diferencia en altitud con respecto a T1 (300 m.s.n.m. aproximadamente), no se ha alcanzado una explicación consensuada entre los autores que han tratado este tema. Según Bourgois et al. (2016a), los niveles T2 se habrían formado en lagos represados por hielo cuando el Lago General Carrera estaba ocupado por una lengua glaciar hace 14,5-12,9 ka, mientras que el descenso del nivel del lago desde T2 a T1 lo atribuye a un período con un déficit de precipitaciones en que la cuenca del Lago GCBA fue endorreica. Por otro lado, Martinod et al. (2016) critican la interpretación realizada por Bourgois et al. (2016a), señalando que el nivel de terrazas T2 se encuentra ampliamente en

las costas del Lago GCBA y son correlacionables con las que se ven en el Lago CP al sur a elevaciones similares. Esto sugiere que el Lago General Carrera habría estado descubierto de hielo durante la formación de T2 y que incluso se pudo haber fusionado con el Lago CP. Las terrazas T2 tienen una altitud que decrece desde 440 m en la parte oeste del lago a menos de 400 m en el área de Chile Chico. Martinod et al. (2016) indican que esta última altura es similar a la del desagüe Perito Moreno (388 m.s.n.m.), por lo que el nivel de aguas habría estado controlado por este drenaje hacia el Océano Atlántico. Ambos autores concuerdan que el drenaje del Lago GCBA durante la formación de T2 es hacia el Océano Pacífico a través del desaguadero Perito Moreno.

T1 se encuentra en gran parte de las costas del Lago GCBA, a elevaciones que rondan los 300 m.s.n.m., y para este nivel tampoco existe un acuerdo en cuanto a su origen. Esta terraza se formó en un contexto en que la disminución del nivel del lago inactiva el drenaje hacia el Océano Atlántico y el desagüe por el Río Baker se encontraba bloqueado por hielo. Por un lado, Bourgois et al. (2016a) atribuyen la formación de esta terraza a la estabilización del nivel de aguas en una cuenca endorreica controlada por un déficit de precipitaciones. Martinod et al. (2016), por otro lado, descartan un período en que la cuenca del Lago GCBA fue endorreica luego del UMG, puesto que estas son afectadas con facilidad ante cambios en el clima, por lo que una estabilización en el nivel de aguas en torno a 300 m.s.n.m. no sería posible. Como el drenaje por el Río Baker se encontraba bloqueado, Martinod et al. (2016) proponen un drenaje del, en ese entonces, Lago Chalenko hacia el Océano Pacífico a través del SVTBE, lo cual es rechazado por Bourgois et al. (2016b), ya que datos de edades indican que los glaciares despejan el valle de forma posterior. En la actualidad el Portezuelo Bayo en el SVTBE presenta una altura unos 20 m por sobre el nivel T1. Sin embargo, la presencia de cañones profundos y estrechos en el valle a una altura cercana a T1, permite relacionarlos a la activación y estabilización de un drenaje del lago por este sistema hacia el Pacífico. Esto hace posible la formación del nivel T1 y los cañones, que posteriormente son parcialmente rellenados por sedimento en una dinámica paraglaciar (Martinod et al., 2016).

Con respecto al período comprendido entre la formación de T1 y T0, tampoco se ha llegado a un consenso sobre los eventos. Bell (2008) desestima la posibilidad de que T1 se formara luego de la inversión del drenaje Atlántico-Pacífico como proponen Turner et al. (2005), ya que esto sugiere que T0 se formó durante un período de 12,8 ka de un total de 16 ka, aun cuando T0 no es el más extenso de los cuatro niveles de terrazas. En el área de Fachinal se registran edades de dos crestas morrénicas que sobreyacen la terraza T1 (Bell, 2008). Bourgois et al. (2016a, 2016b) proponen que estas se forman durante dos re-avances glaciares entre $10,9 \pm 1,3$ ka (morrena externa, más antigua) y $7,9 \pm 1,1$ ka (morrena interna, más joven). Esto sugiere que la formación del nivel de terraza T1 (299-320 m.s.n.m.) ocurre antes de los $10,9 \pm 1,3$ ka, mientras que T0 (201-221 m.s.n.m.), se forma con el descenso del nivel del lago que ocurre después de los $7,9 \pm 1,1$ ka (Bell, 2008; Bourgois et al., 2016b).

En el área de Río Las Dunas se reconocen paleolíneas de costa ininterrumpidas en los niveles de terraza T1 a T4. Bourgois et al. (2016a) interpretan que estas paleolíneas de costa serían derivadas de una transgresión que alcanza una elevación de 527 m.s.n.m. y ocurre luego del último re-avance glacial ($7,9 \pm 1,1$ ka). Según Bourgois et al. (2016b), esto sería posible debido a un cambio en la respuesta isostática luego de los eventos fríos, sumado un aumento en las precipitaciones de la zona, al momento que el drenaje a través del Río Baker permanecía represado por hielo. Luego de la retirada de los hielos, un rebote isostático con una tasa de entre 15 y 33,5 mm/año ocasiona el alzamiento de la zona (Bourgois et al.,

2016a, 2016b). Sin embargo, Martinod et al. (2016) rechazan esta visión, señalando que el rebote isostático que calcula Bourgois et al. (2016a) para el Lago GCBA sería demasiado alto, indicando que el área de Río Las Dunas se alza unos 40 m con respecto a Perito Moreno desde la aparición de T2, pero no toma en cuenta los dos eventos fríos y la transgresión anteriormente mencionados (Bourgois et al., 2016b).

La formación de T0 estaría dada por la activación del desagüe hacia el Océano Pacífico por el Río Baker, lo que produce una disminución del nivel del Lago GCBA y culmina con la estabilización de este en torno a los 200 m.s.n.m. Si bien lo anterior está ampliamente documentado por varios trabajos, para Martinod et al. (2016); Thorndycraft et al. (2019) esto habría ocurrido entre 12,6 y 11,7 ka, mientras que para Bourgois et al. (2016a, 2016b) luego de los $7,9 \pm 1,1$ ka y tan recientemente como 6,7 ka (Bell, 2008). Incluso, esto pudo ocurrir a los 10 ka (Isla y Espinosa, 2020) o 8,5 ka (Glasser et al., 2016).

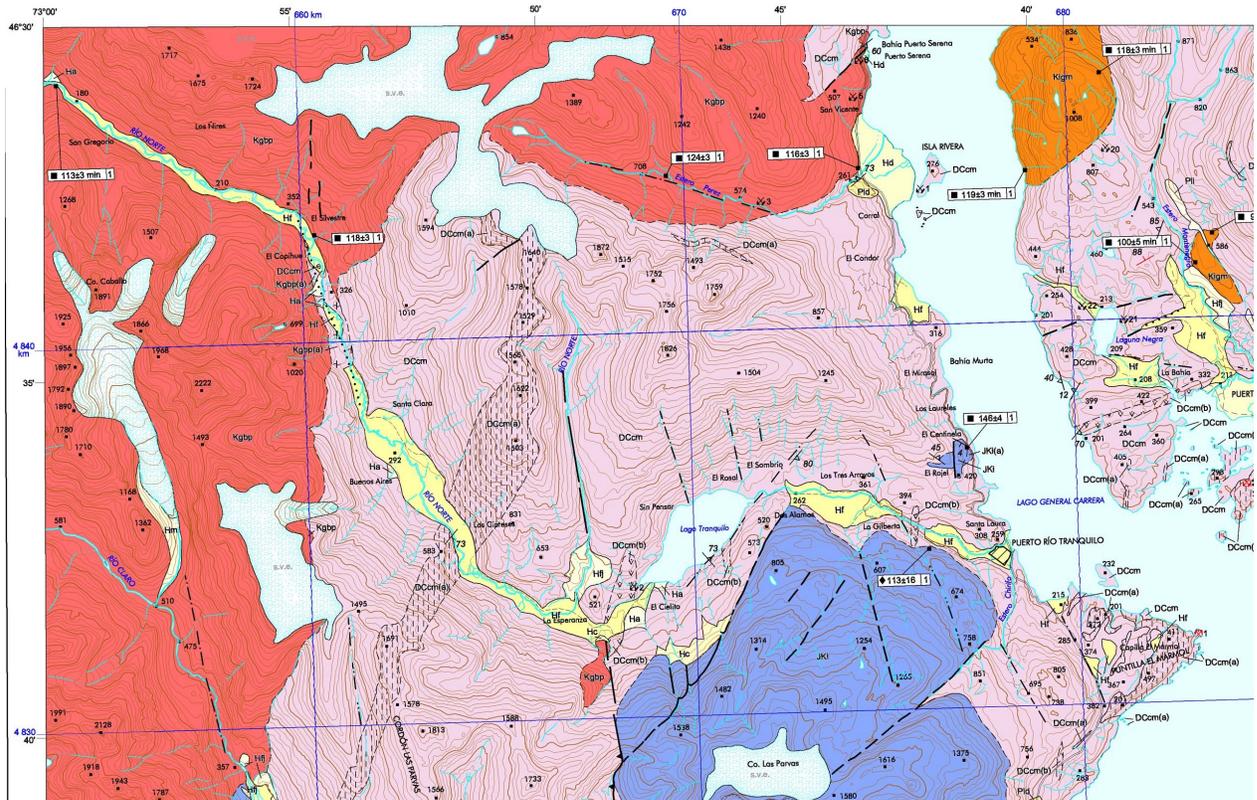
Tabla 2.1: Resumen de las visiones de dos autores con respecto a la evolución hidrográfica del Lago GCBA desde el término del UMG local.

	Bourgois et al. (2016a, 2016b)	Martinod et al. (2016)
1	Desarrollo oscilatorio de glaciares	Desarrollo oscilatorio de glaciares
2	Lago BA queda descubierto de hielo	Lago BA queda descubierto de hielo
3	Formación de terrazas T4 a T2 en un Lago GCBA parcialmente cubierto de hielo. El nivel del lago está controlado por el desagüe Perito Moreno (392 msnm)	Formación de terrazas T4 a T3 en un Lago GCBA parcialmente cubierto de hielo
4	Lago GC queda descubierto de hielo. Formación de una cuenca endorreica y nivel T1	Lago GC queda descubierto de hielo. El nivel del lago está controlado por el desagüe Perito Moreno (392 msnm). Formación de nivel T2
5	Ocurren 2 eventos glaciales entre $10,9 \pm 0,7$ y $7,9 \pm 1,1$ ka. Formación de represas	Activación de drenaje a través del SVTBE. Formación de nivel T1 (~ 350 msnm)
6	Inundación hasta nivel T4 (527 msnm)	Activación de drenaje a través del Río Baker. Disminución del nivel del Lago GCBA y formación de T0
7	Activación de drenaje por el Río Baker hacia el Pacífico ($< 7,9 \pm 1,1$ ka), disminución del nivel del Lago GCBA y formación de T0	Rebote isostático de 3,3 a 17 mm/año y alzamiento para T1 y T2 de 0,42 y 0,95 m/km desde desagüe Perito Moreno
8	Rebote isostático de 15 a 33,5 mm/año	

2.2. Contexto Geológico

La carta geológica "Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez" (Figura 2.4) (De la Cruz S. y Suárez D., 2006), con una escala 1:100.000, reconocen dos formaciones que afloran en el margen oriental del SVTBE: el Complejo Metamórfico Andino Oriental (DCcm), que ocupa la mayor parte del área entre Puerto Tranquilo y el Valle del Río Bayo, y la Formación Ibáñez (JKi), que aflora sobre la ladera sur del Valle del Río Tranquilo, entre la divisoria de aguas y Puerto Tranquilo. En la sección intermedia del SVTBE aflora roca perteneciente al Batolito Patagónico (Kgbp y K-Tig), que se reconoce en la carta geológica "Hoja Península de Taitao y Puerto Aisén" (Figura 2.5) (Niemeyer, Skarmeta, Fuenzalida, y Espinosa, 1984), a una escala 1:500.000, hasta el área de Bahía Exploradores. Entre los depósitos cuaternarios se encuentran, de más antiguo a más reciente, Depósitos fluviales jóvenes (Hfj), Depósitos coluviales actuales (Hc), Depósitos de abanicos aluviales actuales (Ha) y Depósitos fluviales actuales (Hf).

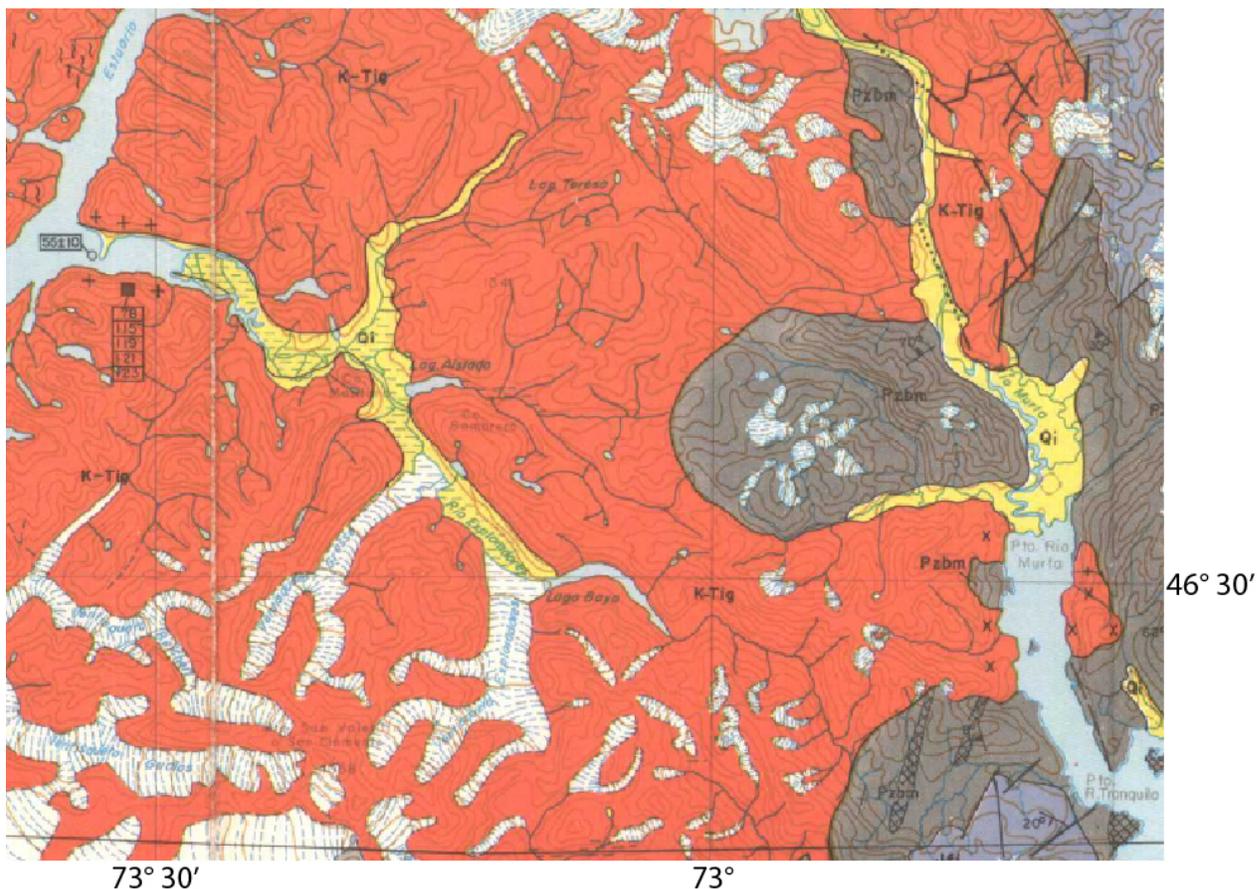
- **Complejo Metamórfico Andino Oriental (DCcm):** Corresponde a rocas metamórficas pre Jurásico Tardío, expuestas en la región centro-oriental de la Cordillera Patagónica, al este del Batolito Patagónico y entre la zona noroccidental del Lago General Carrera (46°S) y el extremo norte del Campo de Hielo Sur (49°S). Lo constituyen esquistos y filitas de cuarzo-muscovita y subordinadamente, mármol y esquistos calcáreos (a) y esquistos verdes (b).
- **Formación Ibáñez (JKi):** Corresponde a una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas de carácter esencialmente silíceo. Representa un evento volcánico, presente desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior bajo, expuesto en la Cordillera Patagónica central. La constituyen principalmente rocas piroclásticas ignimbríticas de 300 a 1.300 m de espesor. Se dispone en discordancia angular y de erosión sobre el Complejo Metamórfico Andino Oriental (DCcm).
- **Batolito Patagónico (Kgbp y K-Tig):** Las rocas que se ven en las cercanías del SVTBE corresponden a afloramientos plutónicos que pertenecen al segmento cretácico inferior del Batolito Patagónico. Esta unidad intruye el Complejo Metamórfico Andino Oriental (DCcm) y localmente se encuentra en contacto por falla con la Formación Ibáñez (JKi). Comprende dos complejos plutónicos. Al norte del río El León está constituido por monzogranitos de biotita de grano grueso y al sur de este río, principalmente por tonalitas de biotita y anfíbola de grano medio, que presentan una aureola de metamorfismo de contacto en el margen norte y este de los afloramientos, con un ancho de 1 a 3 km.



LEYENDA

<p>Hf Depósitos fluviales actuales (Holoceno) Grava con algunos clastos imbricados y matriz arenosa, incluye bancos de arena y limo (depósitos de relleno de canal); arena y limo bien estratificados (depósitos de planicie de inundación).</p> <p>Ha Depósitos de abanicos aluviales actuales (Holoceno) Grava clasto y matriz soportada y arena y limo, con moderada a mala estratificación. Se ubican en la base de cordones montañosos.</p> <p>Hc Depósitos coluviales actuales (Holoceno) Rodados y bloques mal seleccionados en una matriz de arena y limo. En planta, forma de cono.</p> <p>Hd Depósitos deltaicos actuales (Holoceno) Grava, arena y limo, con estratificación plana y cruzada.</p> <p>He Depósitos eólicos actuales (Holoceno) Sedimentos no consolidados, constituidos por arcilla, limo y arena muy fina. Conforman pequeños montículos aislados.</p> <p>Hi Depósitos lacustres actuales (Holoceno) Arena y limo. Conforman las zonas de playa de lagos.</p> <p>Hm Depósitos morrénicos actuales (Holoceno) Bloques y rodados de regular a buena selección, matriz soportados.</p> <p>Hrm Depósitos de remoción en masa actuales (Holoceno) Fragmentos que varían entre bloques de tamaño métrico y granos muy finos, caóticos, matriz soportados. Generados por procesos gravitacionales.</p> <p>Hgr Depósitos de glaciar de roca (Holoceno) Bloques métricos bien seleccionados, sin matriz. En planta, forma de lobulón.</p> <p>Hfj Depósitos fluviales jóvenes (Holoceno) Grava localmente imbricada, con bancos de arena, limo y arcilla, con estratificación cruzada y plana.</p> <p>Hmj Depósitos morrénicos jóvenes (Holoceno) Bloques y rodados, inmersos en una matriz, principalmente, arcillosa.</p> <p>Pli Depósitos lacustres antiguos (Pleistoceno Superior) Grava, arena y arcilla, ubicados en angostas terrazas de abrasión elevadas, paralelas a la costa del lago. Representan antiguos márgenes de lago. 1,2,3,4, antigüedad relativa de los depósitos (1, el más antiguo).</p> <p>Plid Depósitos deltaicos antiguos (Pleistoceno Superior) Grava, arena y limo con megaestratificación inclinada. Aterrazados, localmente incluyen depósitos glaciolacustres (varves). 1,2, antigüedad relativa de los depósitos (1, el más antiguo).</p> <p>Plig Depósitos glaciales antiguos (Pleistoceno Medio-Superior) Depósitos glaciales indiferenciados, principalmente varves, acumulados en terrazas suavemente inclinadas.</p> <p>Mgp Complejo Plutónico Paso Las Llaves (Mioceno Superior, ca. 10 Ma) Varía entre granodiorita, diorita cuarcifera, monzodiorita cuarcifera, diorita y gabro.</p> <p>Msc Formación Santa Cruz (Mioceno Inferior alto; 6-18 Ma) Limolitas y areniscas finas, con intercalaciones métricas canalizadas de areniscas y conglomerados. Fluvial.</p> <p>OMg Formación Guadal (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) Areniscas con estratificación cruzada y limolitas, fosilíferas Marino.</p>	<p>Eha Hipabisales andesíticos (Eoceno; 41,9 Ma min.) Andesitas, andesitas basálticas y basaltos, de aspecto brechoso, amigdaloidal o nodular. Incluye un porfido diorítico. (a) Cuerpos subvolcánicos irregulares y filonarios. (b) Cuerpos elongados riolíticos y dacíticos.</p> <p>Esj Formación San José (Eoceno Inferior) Limolitas, areniscas basálticas y basaltos, de aspecto canalizadas de conglomerados y areniscas con estratificación cruzada. Fluvial.</p> <p>Palm Formación Ligorio Márquez (Paleoceno Superior) Areniscas y conglomerados de cuarzo con estratificación cruzada. Fluvial.</p> <p>Kigpp Granito Puerto Cristal (Cretácico Inferior; ca. 112 Ma min.) Monzogranitos y localmente sienogranitos y tonalitas, de biotita, muscovita y anfíbola.</p> <p>Kigv Monzodiorita cuarcifera Villarroel (Cretácico Inferior; 119 Ma min.) Monzodioritas cuarcíferas y dioritas cuarcíferas y subordinadamente dioritas.</p> <p>Kigm Monzogranito Murta (Cretácico Inferior; 119 Ma min.) Monzogranito de biotita y anfíbola y, localmente, grano-diorítico, de grano grueso a muy grueso.</p> <p>Kgpb Batolito Patagónico; Segmento del Cretácico Inferior (Cretácico Inferior; 124-116 Ma) Franja intrusiva, con monzogranitos en el sector norte y tonalitas en el sur.</p> <p>Kict Formación Toqui (¿Turoniano-Valanginiano?; ca. 139 Ma) Areniscas tobáceas, conglomerados volcanoclasticos con ocasionales fósiles marinos, tobas subaéreas y subaéreas. Localmente, una sección inferior de areniscas, conglomerados, limolitas carbonosas y calizas. (a) Asociación de areniscas, brechas y tobas rojas, con fósiles de vertebrados. (b) Asociación de areniscas, brechas y tobas verdes. (c) Asociación de areniscas, brechas y tobas verdes. (d) Asociación volcanoclastica, con fósiles invertebrados.</p> <p>Jsp Porfidos riolíticos silicificados (Jurásico Superior; 151 Ma min.) (a) Porfidos riolíticos, dacíticos silicificados. Incluye enclaves de rocas intrusivas. (b) Microdiorita cuarcifera</p> <p>Jsgp Complejo Plutónico Lago Plomo (Jurásico Superior) Granodioritas, tonalitas y monzodioritas cuarcíferas.</p> <p>JKi Formación Ibañez (Jurásico Superior-Cretácico Inferior bajo; 145-143 Ma) (a) Ignimbritas y tobas de caída, riolíticas y dacíticas, y subordinadamente, lavas y brechas andesíticas, y filones, riolíticos y dacíticos. Localmente en la base, brechas calcáicas de fragmentos metamórficos y piroclásticos. (b) Brechas calcáicas basales. (c) Intercalaciones volcanosedimentarias bien estratificadas.</p> <p>DCcm Complejo Metamórfico Andino Oriental (¿Devónico?-Carbonífero) (a) Complejo polideformado con esquistos de cuarzo-muscovita y subordinadamente, mármol, esquistos calcáreos, esquistos verdes y metabasitas. (b) Mármoles y esquistos calcáreos (c) Esquistos verdes (d) Aureola de metamorfismo de contacto.</p> <p>Cgel Granito El León (Carbonífero Superior; ca. 310 Ma) Sienogranitos, monzogranitos, granodioritas y tonalitas. Cataclástico.</p>
---	---

Figura 2.4: Mapa geológico del margen oriental de la zona de estudio. Modificado de De la Cruz S. y Suárez D. (2006).



LEYENDA

<p>Pzbn BASAMENTO METAMÓRFICO Esquistos micáceos, filitas, pizarras, cuarcitos, mármoles, esquistos calcáreos, metareniscos, metaconglomerados y esquistos verdes. (Paleozoico superior?)</p> <p>Laetas de mármol y esquistos calcáreos.</p> <p>Qi DEPÓSITOS CUATERNARIOS INDEFERENCIADOS Depósitos no consolidados de origen glacial, glacio-fluvial, fluvio-lacustre fluvial. Incluye deslizamientos de suelo y roca, además depósitos de avalancha. (Cuaternario)</p>	<p>K-Tig BATOLITO PATAGÓNICO INDEFERENCIADO Granitos, granodioritos, tonalitas, dioritos y gabros, organizados en tres pulsos magmáticos principales: Cretácico Inferior-medio (125-100 Ma), Cretácico Superior (85-70 Ma), Paleoceno-Mioceno (50-10 Ma).</p> <p>++ Granitos ++ Granodioritos x x Tonalitas // // Diorites * * Gabros √ √ Pórfidos dioríticos y tonalíticos # # Migmatitas</p>
--	--

Figura 2.5: Mapa geológico del margen occidental de la zona de estudio. Modificado de Niemeyer et al. (1984).

2.3. Contexto geomorfológico del SVTBE

El Lago GCBA es el segundo lago más grande de Sudamérica (Isla y Espinosa, 2020). Tiene un largo de 150 km y un ancho de 10 a 20 km, y cuenta con un área de 1.900 km² (Bell, 2008). En el margen occidental de este lago se encuentra una serie de sistemas de drenaje que comprenden antiguos valles excavados por glaciares con orientación W-E por los que en la actualidad fluyen ríos de aguas de deshielo que provienen de glaciares de los CHN. Estos ríos son tributarios a la cuenca del Lago GCBA, siendo uno de estos el Río Tranquilo. Otros valles de similar orientación drenan sus aguas hacia los sistemas de fiordos que se localizan al oeste de los CHN. Uno de esos valles es aquel compuesto por el Río Bayo y Río Exploradores.

El Valle del Río Tranquilo, Río Bayo y Río Exploradores forma parte del SVTBE, es

decir, en la actualidad está conformado por más de una vertiente de drenaje. El SVTBE, con tendencia W-E tiene una longitud aproximada de 86 km y está compuesto por dos vertientes separadas por un portezuelo que divide las aguas y donde se ha desarrollado un abanico aluvial activo (Figura 2.6) (Martinod et al., 2016). Sin embargo, varios autores indican que los valles que componen este sistema pudieron formar parte de una misma vertiente de drenaje hacia el oeste, desde el Lago GCBA hasta los fiordos (Davies et al., 2020; Glasser et al., 2016; Martinod et al., 2016; Thorndycraft et al., 2019). En la actualidad, este sistema se encuentra descubierto de hielo en los valles troncales, pero estudios previos indican que durante el Cuaternario Tardío masas de hielo habrían cubierto la totalidad de este valle, con lenguas glaciares que alcanzaron una posición máxima a unos 100 km al este de la posición actual durante el UMG (Glasser y Harrison, 2005).

La vertiente oriental del SVTBE presenta aportes de la cuenca del Lago Tranquilo y drena hacia el este, desembocando en el Lago GCBA en un delta correspondiente con la localidad de Puerto Tranquilo. Tanto el extremo oeste de esta vertiente como áreas cercanas al Lago Tranquilo se caracterizan por presentar una serie de niveles de terrazas que corresponderían a antiguos niveles del Lago GCBA (Thorndycraft et al., 2019). La vertiente occidental está conformada por el Río Bayo y el Río Exploradores. El Río Bayo se origina a partir de aguas de deshielo que son transportadas hacia el sur a través del Río Norte, que representa un valle glacial colgado. Luego de este salto, se transforma en el Río Bayo, que fluye hacia el oeste y desemboca en el Lago Bayo. Este lago corresponde al inicio del Río Exploradores, que además recibe aportes de los ventisqueros Exploradores y Grosse, y desagua hacia el oeste, desembocando en el Océano Pacífico a través de un delta activo en Bahía Exploradores. Los glaciares que constituyen estos ventisqueros se caracterizan por estar rodeados de varios niveles de morrenas marginales que se preservan lateralmente en la base de las laderas de los valles y en los frentes de los glaciares (Mardones et al., 2018). Estas representan antiguos avances glaciares que se conservan en un contexto actual que es dominado por un retroceso glacial y una marcada actividad glaciofluvial (Mardones et al., 2018).

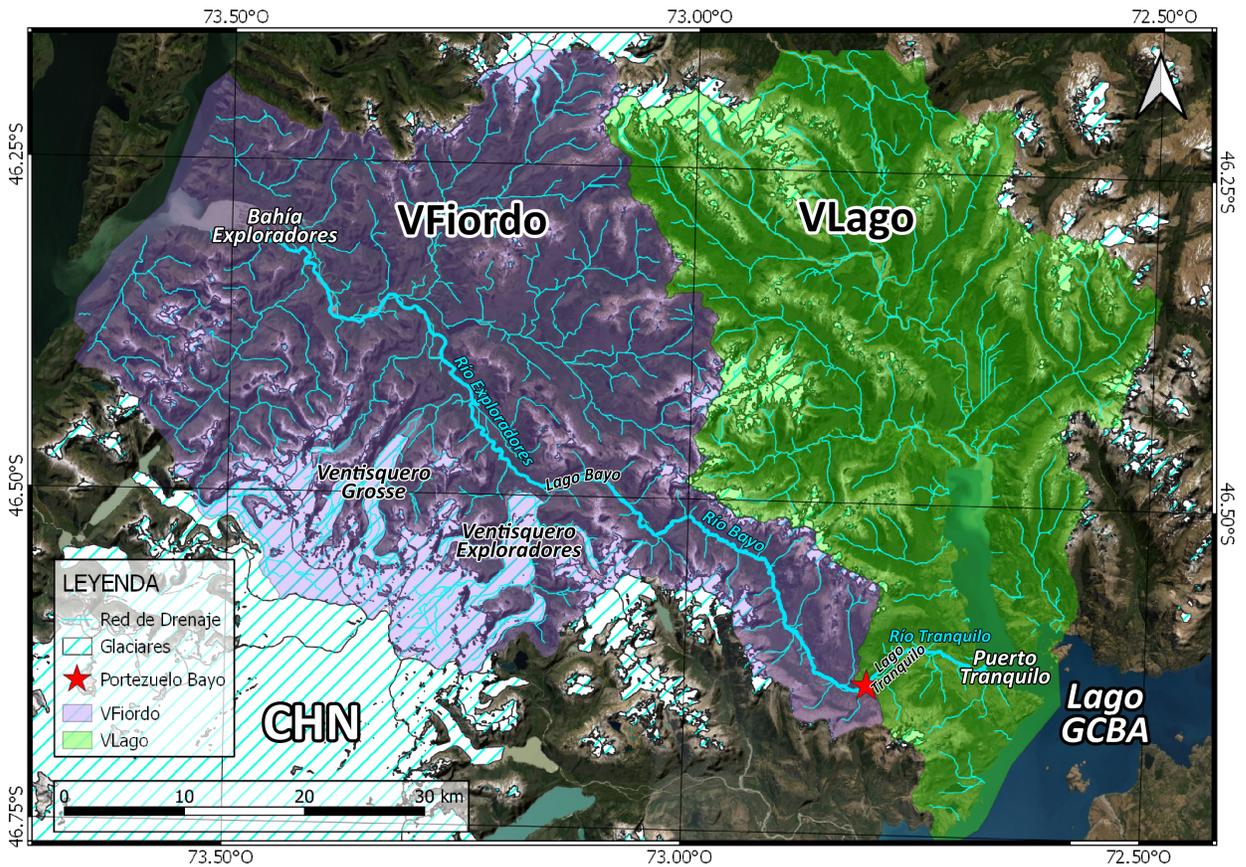


Figura 2.6: Mapa de la zona de estudio representando el sistema de drenaje con sus dos vertientes y la divisoria de aguas entre ellas (Portezuelo Bayo). VLago drena hacia el este, desembocando en el Lago GCBA, mientras que VFiordo hacia el oeste, desembocando en un fiordo en el Océano Pacífico. Elaboración Propia.

2.4. Contexto Climático

Patagonia es considerado uno de los lugares en el mundo con mayor sensibilidad ante cambios en el clima debido a que se encuentra en el centro de los vientos del oeste, que son causantes de las precipitaciones (Dussailant, Berthier, y Brun, 2018; Glasser et al., 2016). Por este motivo, pequeños cambios en los vientos y temperaturas son capaces de generar un desequilibrio de los hielos. En los CHN esto se hace evidente con el rápido adelgazamiento que sufre el casquete glaciar entre los 19,0 y 15,6 ka (Boex et al., 2013). Este retroceso se atribuye a una migración hacia el sur de los vientos del oeste (Bendle, Palmer, Thorndycraft, y Matthews, 2019).

En la actualidad, cambios estacionales en la dinámica de los vientos y corrientes oceánicas son los que controlan las precipitaciones en la zona (Boex et al., 2013). Los vientos del oeste son los que transportan la humedad desde el Océano Pacífico, provocando altas precipitaciones a lo largo del año y un fuerte gradiente W-E en las precipitaciones, debido al efecto de la sombra orográfica de los Andes (Fernandez, Anderson, Bertrand, y Wellner, 2012). Este efecto corresponde a una de las características climáticas de mayor relevancia en la zona y

tiene como resultado grandes diferencias en precipitaciones entre un lado y otro de la cordillera, generando una divisoria climática (Mendelova, Hein, McCulloch, y Davies, 2017). En la fachada occidental de los Andes Patagónicos, la precipitación anual sobrepasa los 3.000 mm, alcanzando los 6.000 mm y hasta 10.000 mm en las cimas de las montañas, mientras que en el margen oriental se estiman montos de 1.000 a 1.500 mm que disminuye a 100-200 mm, tan solo a 100 km al este del pie de montaña de los Andes (Mardones et al., 2018; Mendelova et al., 2017). Esta variación se muestra en la figura 2.7, donde se ve que existen cambios abruptos de precipitaciones entre un lado y otro de la cordillera tanto en meses de invierno como verano. Además, en la misma figura se observa la influencia del Océano Pacífico en las precipitaciones (Dussailant et al., 2018), ya que estas tienden a aumentar hacia la costa.

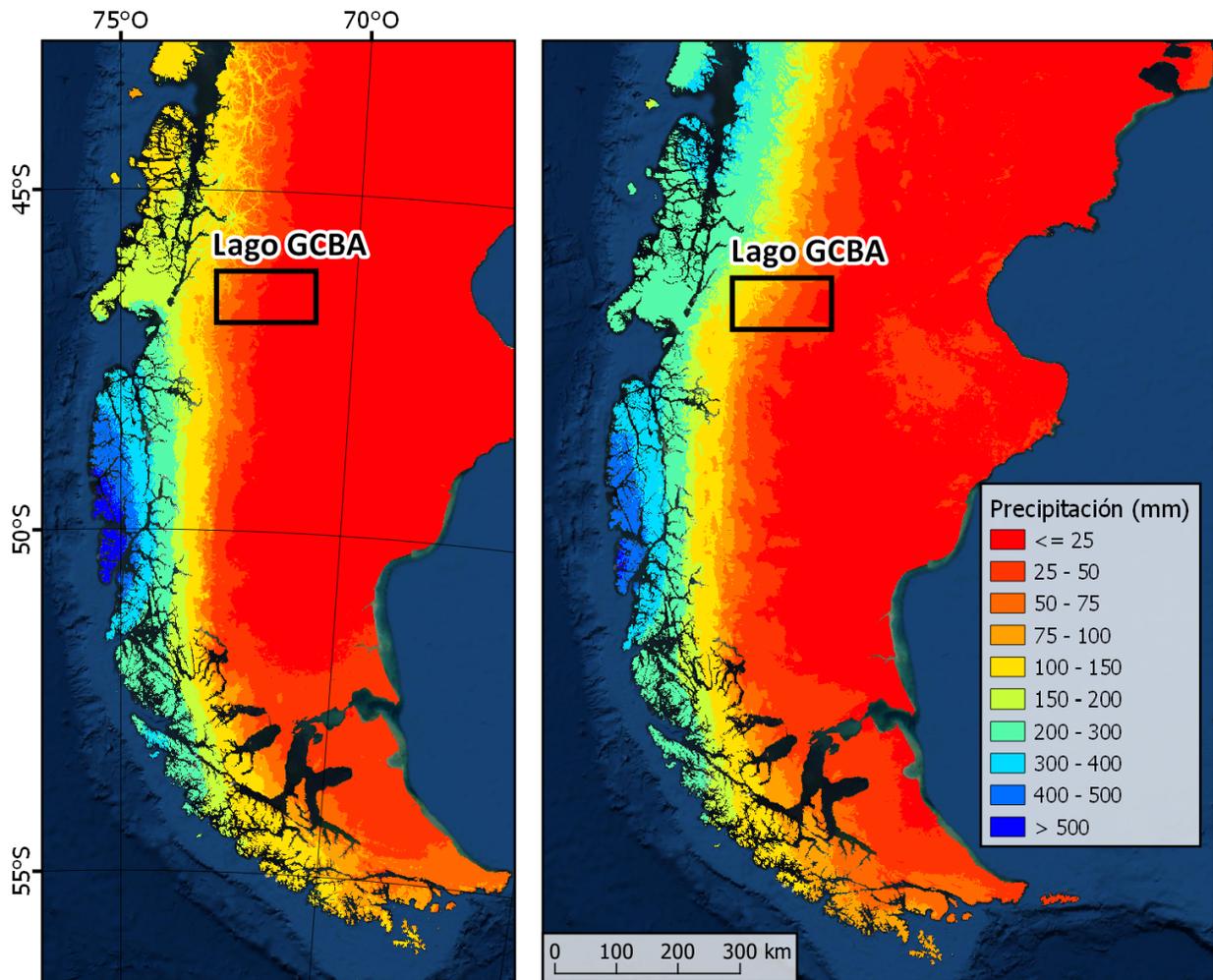


Figura 2.7: Mapas de precipitaciones para el sur de Chile y Argentina. A, promedio de precipitaciones entre los años 1970-2000 para el mes de enero. B, promedio de precipitaciones para el mes de julio. Datos extraídos de un ráster con una resolución de 30 segundos obtenido de la base de datos online WorldClim (<https://www.worldclim.org/data/worldclim21.html>). Elaboración propia.

Un aumento sostenido de las temperaturas posterior a un pico de enfriamiento entre 1860 y 1880, que corresponde con la Pequeña Edad de Hielo, inicia un retroceso generalizado de

los glaciares que continúa, con escasas intermitencias, hasta el presente (Mardones et al., 2018). Esto ha desencadenado una significativa y rápida disminución de volumen, superficie y longitud de los glaciares (Mardones et al., 2018). Incluso, entre 1987 y 2015, el área de los CHN ha disminuido de 4.133 km² a 3.887 km², mientras que el área cubierta por sedimento y cuerpos de agua de deshielo han aumentado considerablemente (Davies et al., 2020). En este tiempo varios glaciares que terminaban en tierra ahora terminan en lagos, intensificando su retroceso debido al fracturamiento y desprendimiento glaciar (Davies et al., 2020).

Capítulo 3

Resultados

3.1. Descripción de la geomorfología de los valles de los ríos Tranquilo y Bayo

Se generó un mapa geomorfológico del SVTBE que permite identificar rasgos geomorfológicos con distintos orígenes. Las definiciones de las geoformas, así como detalles sobre su reconocimiento se señalan en el glosario dentro del Apéndice A y en la tabla 1.1. El mapa completo de la zona de estudio se presenta como Apéndice B. Para la descripción geomorfológica se presentan a continuación cuatro zonas particulares representadas en la figura 3.1. Estas son categorizadas como zonas de importancia geomorfológica debido a que presentan una variedad de geoformas de origen glacial que son un posible indicador de la actividad glacial en el pasado al interior de los valles, además de geoformas paraglaciales que pueden dar indicios sobre cómo fue la retirada de las masas de hielo. Adicionalmente, la descripción de estas zonas está acompañada de perfiles transversales a los valles en puntos claves del SVTBE y perfiles longitudinales de thalweg, con la altura promedio de las geoformas de mayor relevancia reconocidas dentro de cada zona. Estos últimos permiten ver la distribución de las geoformas a lo largo de los valles y reconocer tendencias que puedan estar asociadas a procesos particulares que ocurrieron al interior del SVTBE.

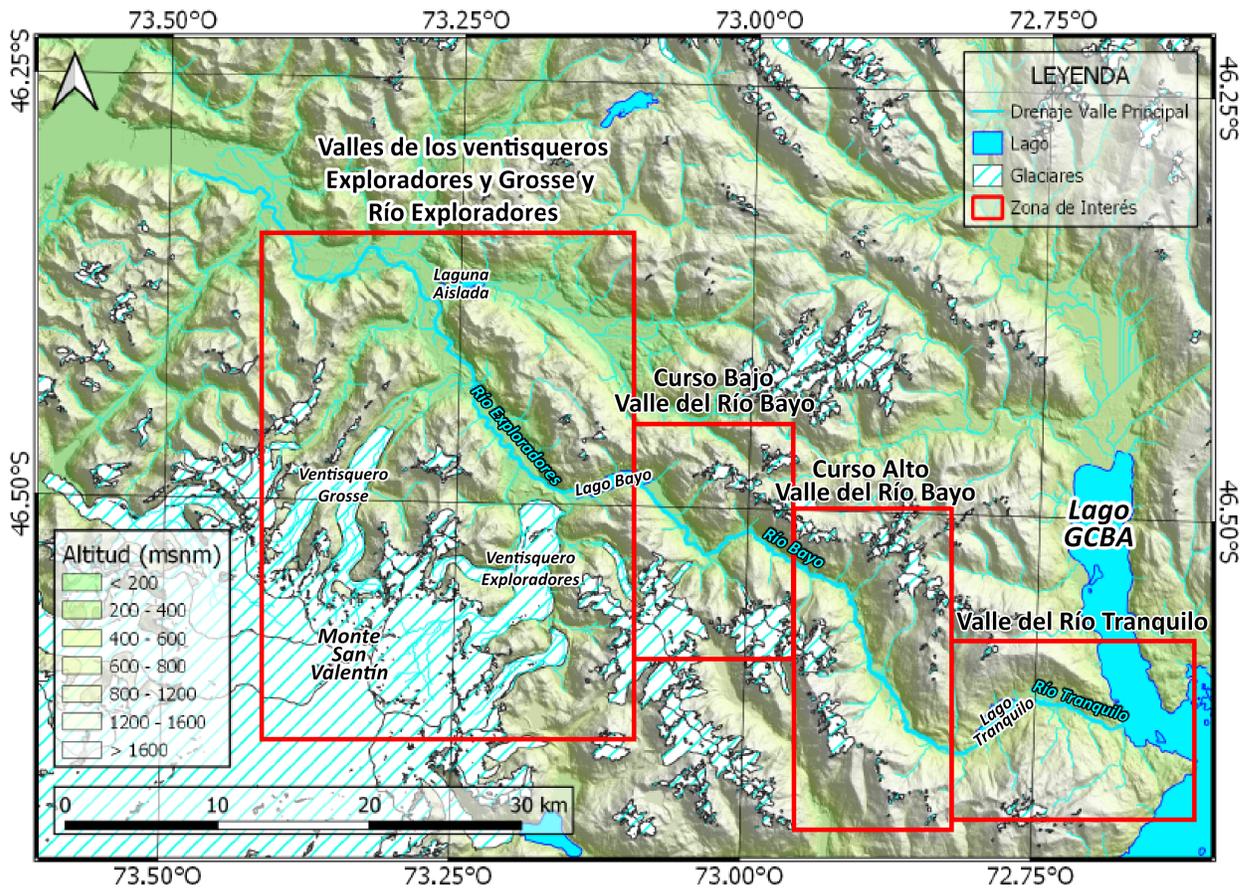


Figura 3.1: Mapa general de la zona de estudio. Encerrados en recuadros rojos se muestran las zonas de importancia geomorfológica definidas al interior del SVTBE. El drenaje del valle troncal coincidente con el perfil de thalweg.

3.1.1. Geomorfología del Valle del Río Tranquilo

El Río Tranquilo es un río de unos 8,5 km de largo con un área de captación de sólo 95 km² que nace en el Lago Tranquilo, localizado cerca de la cabecera de la cuenca, y desemboca al este en el Lago GCBA. Su cuenca limita al oeste con la cuenca del Río Bayo. El punto más bajo de la divisoria de aguas entre estas cuencas corresponde al Portezuelo Bayo (370 m.s.n.m.), que representa un desnivel de sólo unos 160 m con respecto al nivel actual del Lago GCBA (209 m.s.n.m. en este estudio). Procesos fluviales y lacustres se han desarrollado en ambas vertientes de drenaje durante el Holoceno sobre un paisaje modelado pretéritamente por los glaciares (Davies et al., 2020; Glasser et al., 2016; Martinod et al., 2016; Thorndycraft et al., 2019).

3.1.1.1. Formas glaciales

El valle del Río Tranquilo presenta características propias de un valle modelado por glaciares, aunque en la actualidad las formas activas son propias de un ambiente paraglacial (Figura 3.2). Dentro de las formas de erosión glacial que se reconocen, destacan por su abundancia superficies aborregadas de baja pendiente (SABA, SAMA y SAGA). Estas se

identifican debido a que forman escalones de baja pendiente, entre $0-5^\circ$, que definen superficies discontinuas formadas por la acción erosiva de glaciares durante su deriva. Las geoformas pueden tener un largo y ancho incluso mayor a 1000 m y 300 m, respectivamente, pero en general suelen presentar un largo de 300-400 m y ancho de 100-200 m. En algunos sectores, particularmente en la ladera sur del valle, sobresalen a estas superficies crestas de deriva glacial con formas aborregadas, las cuales generalmente aumentan el relieve de forma local. Se interpreta que las crestas tienen un control geológico estructural dado por la alternancia de estratos con litologías de la Fm. Ibáñez, que presentan una mayor resistencia a la erosión glacial, por lo que corresponden a un mismo evento que las superficies de baja pendiente a las que se encuentran asociadas. Sin embargo, debido a que estas se presentan de forma simétrica influenciada por la estratigrafía, se dificulta el análisis de paleo-direcciones del flujo de hielo que las generó.

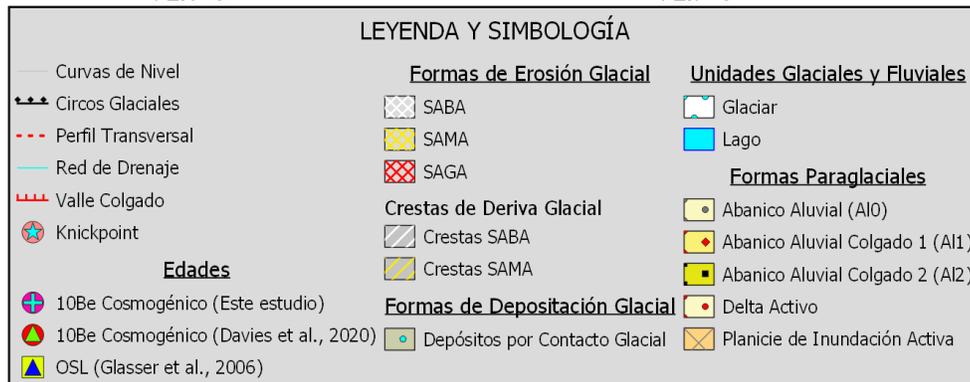
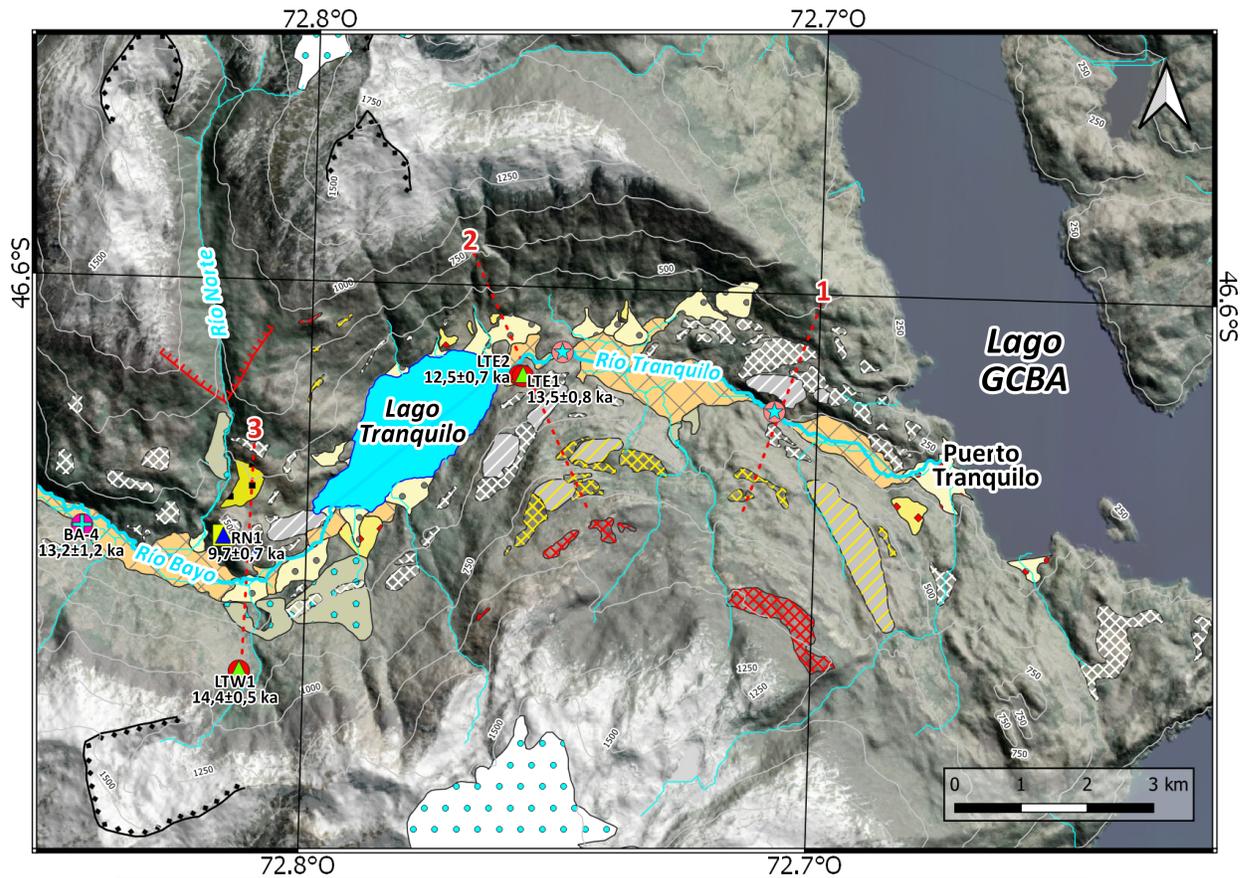


Figura 3.2: Mapa geomorfológico del valle del Río Tranquilo. Para ubicación de la zona dentro del SVTBE, ver figura 3.1.

Los procesos fluviales han modificado escasamente el paisaje glacial formado previamente. Esto se puede ver, a grandes rasgos, por la forma en U que presentan los perfiles transversales al valle del Río Tranquilo y superficies de erosión glacial que se preservan en las laderas del valle (Figura 3.3). En el perfil 1, ubicado en un estrechamiento de la planicie de inundación unos 3 km al oeste de Puerto Tranquilo, se reconocen varias superficies de abrasión de baja pendiente con dos distribuciones en cuanto a su altitud. Por un lado, las SABA se encuentran a 50 m del fondo actual del valle, a altitudes que rondan los 300-350 m.s.n.m., mientras que las SAMA son más elevadas y se ubican entre 550-625 m.s.n.m. El perfil 2, localizado en el extremo oriental del Lago Tranquilo, aún preserva estas geoformas de erosión glacial. Las de mayor altura (SAMA) se reconocen a los 625 y 750 m.s.n.m. La de menor altura (SABA),

en cambio, se reconoce a una elevación de 300 m.s.n.m., tan solo a 20 m del nivel de la planicie fluvio-lacustre, y que en conjunto fueron labradas sobre el sustrato rocoso producto de la deriva glacial. El perfil 3, ubicado cerca de la cabecera de esta vertiente, indica la acción erosiva de los glaciares con una superficie aborregada de baja pendiente (SABA) que se preserva a una altura que ronda los 600 m.s.n.m. De acuerdo a lo observado en los perfiles transversales, podemos establecer de manera genera que la elevación de estas formas de erosión glacial tiende a aumentar hacia el oeste.

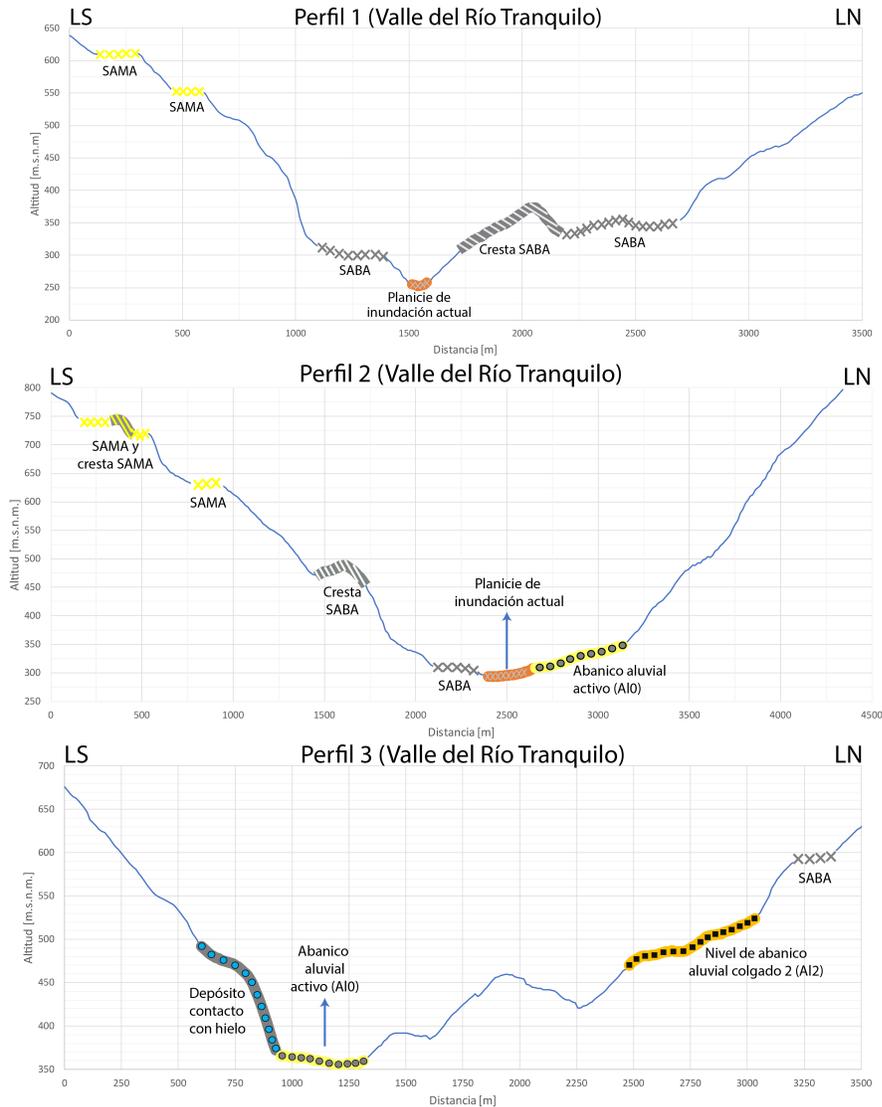


Figura 3.3: Perfiles transversales al Valle del Río Tranquilo. LS y LN se refieren a ladera sur y norte, respectivamente. Para ubicación de perfiles ver figura 3.2.

Si se sigue la posición de las superficies de erosión glacial a lo largo del perfil de thalweg longitudinal a este valle (Figura 3.4), se pueden diferenciar tres grupos de superficies con tendencia creciente en altitud hacia el oeste: SABA entre 300 y 500 m.s.n.m.; SAMA entre 500 y 850 m.s.n.m. y SAGA entre los 850 y 1050 m.s.n.m. Interpretamos que SABA y SAMA representan superficies de erosión glacial generadas por masas de hielo que cubrían el valle

troncal, mientras que para el origen de SAGA, la erosión de los glaciares de valles tributarios colgados podrían tener una fuerte influencia.

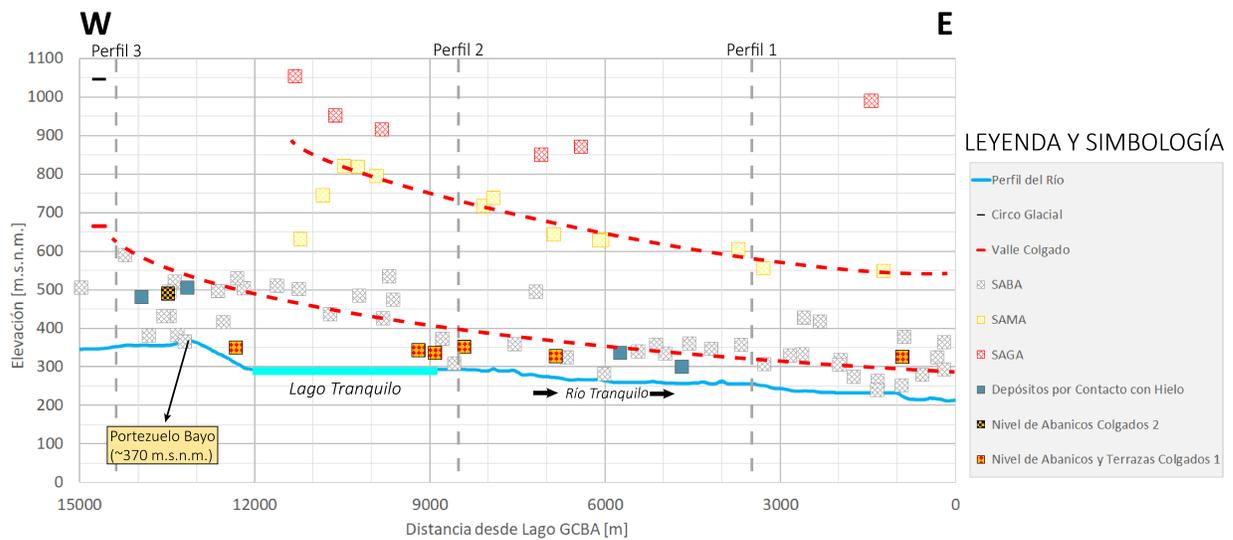


Figura 3.4: Perfil de thalweg con altura promedio de las geoformas reconocidas en el Valle del Río Tranquilo.

En esta zona no se reconocieron geoformas de depositación glacial (morrenas), sin embargo, Glasser et al. (2006) identifican depósitos por contacto con hielo (Figura 3.2), los cuales representan abanicos colgados que generaron terrazas tipo kame en el margen de glaciares que cubrían el fondo del valle. En el perfil 3 se presenta la localización de una de estas terrazas kames, que se encuentra colgada en la ladera sur del valle sobre la divisoria de aguas. Contiguo a este último hay otro depósito de este tipo. Ambos presentan pendientes entre 10-15° de ápice a base y promedios de sus elevaciones de aproximadamente 500 m.s.n.m. Para ambos depósitos coincide una elevación de sus bases de unos 400 m.s.n.m. Cabe destacar, que en la ladera norte abanicos aluviales presentan similar altitud en esa misma posición (Al2 en el Perfil 3). Casi 2 km río abajo del Lago Tranquilo se reconocen dos depósitos de este tipo en la ladera sur, pero con altitudes considerablemente más bajas que las que se reconocen aguas arriba, y que corresponden principalmente a depósitos conformados por arena y grava que se encuentran fallados (Glasser et al., 2006). La interpretación que dan los autores a estos depósitos es que serían acumulaciones de sedimento glaciofluvial en los márgenes de un glaciar y que las fallas se habrían generado producto de la pérdida del soporte de hielo sobre el que se formaron. Por tanto, el abandono de estas geoformas glacio-fluviales no estaría asociado a cambios de nivel base producto de la incisión, sino que a la pérdida de volumen glaciar y su depositación se habría dado en un contexto glacial activo.

3.1.1.2. Formas Paraglaciales

El Lago Tranquilo se ubica cerca de la cabecera del río homónimo y en conjunto están localizados en un valle de origen glacial. El estadio lacustre que hoy representa el Lago Tranquilo, con una altura de sus aguas de 293 m.s.n.m., posiblemente fue precedido por estadios lacustres más extensos, pero desconectados del Lago General Carrera. Antiguos estadios lacustres se evidencian con la presencia de planicies de inundación circunscritas a

depressiones de ancho variable, limitadas por estrechamientos que forman gargantas por las que drena el Río Tranquilo, y que coinciden con la presencia de formas de erosión glacial preservadas sobre sustrato rocoso. Lo anterior se puede apreciar en el perfil 1, ubicado en un estrechamiento de la planicie de inundación donde el valle presenta una forma en V sobreimpuesta al valle en U, mientras que no se observa en los perfiles 2 y 3 que se localizan hacia el oeste (Figura 3.3). Esto sugiere, de manera preliminar, que luego de la erosión glacial que modeló el valle ocurre una incisión fluvial de aproximadamente 50 m en este punto. Previo a esta incisión, el propio relieve de la cuenca pudo constituir un portezuelo e impedir el drenaje hacia el Lago GCBA durante el Holoceno, promoviendo el desarrollo de cuerpos de agua que alcanzaban niveles más altos que el actual. Esto habría generado un paleolago Tranquilo más elevado. La incisión de este portezuelo pudo causar el desagüe y controlar el descenso de la altitud del lago que se ve actualmente. Una acabada interpretación de esta dinámica lacustre holocena debe ser estudiada en detalle por futuros trabajos que aborden específicamente este problema.

La estabilización del Lago Tranquilo en el nivel actual y en los estadios lacustres precursores de este lago aislado del Lago GCBA, queda representado por abanicos aluviales activos (A10), los cuales se encuentran en conexión directa con los sistemas fluviales y lacustres. En este valle, las quebradas desde donde se forman los abanicos tienden a ser notablemente más pequeñas en la ladera norte que en la sur, sin embargo, no se reconoce un cambio notorio en la pendiente hacia su base y el tamaño de estos depósitos. La extensión y continuidad de la planicie de inundación se encuentra condicionada en gran parte por la actividad de abanicos aluviales, por lo que se observa de manera irregular y segmentada. Incluso, el Portezuelo Bayo, que separa la cuenca del Río Tranquilo con la del Río Bayo, corresponde a un abanico activo.

Dos niveles de abanicos aluviales colgados podrían representar antiguos estadios lacustres de mayor elevación que el actual Lago Tranquilo, y de aquellos precursores holocenos de este lago. El abanico colgado de mayor altitud (A12) se reconoce en la ladera norte de la cabecera de este valle (Figura 3.2 y 3.3), a alturas entre 460 m.s.n.m. para la base del abanico y 525 m.s.n.m. para su ápice (ver perfil 4 en figura 3.6). Este presenta una baja pendiente de ápice a base ($1-5^\circ$) y un largo y ancho menor a 1 km. Martinod et al. (2016) incluyeron esta geoforma como parte del nivel de terrazas T2 del Lago GCBA, que representa una estabilización de sus aguas en el nivel Deseado anterior a los 15 ka (~ 400 m.s.n.m.). Aunque en el SVTBE no se reconocen más formas de abanico con baja pendiente en torno a dichas elevaciones, los depósitos interpretados como terrazas kames por Glasser et al. (2006) en la ladera sur en esta misma posición tienen similar morfología y posición. Sin embargo, estos presentan una pendiente ligeramente mayor ($10-15^\circ$) y un rango de elevaciones más amplio.

Los abanicos colgados de menor elevación (A11) generalmente corresponden a relictos de abanicos de unos 200 m de largo que se encuentran colgados en los márgenes de abanicos aluviales activos. Estos presentan alturas promedio de 320-350 m.s.n.m. y se extienden a lo largo del valle con una tendencia decreciente de altitud hacia el este. Estos abanicos podrían representar un estadio lacustre de menor elevación y más reciente que el que representa A12 (nivel Deseado >15 ka), y que podría correlacionarse dada su altitud con las terrazas T1 del Lago GCBA (nivel Chalenko, <15 ka; Martinod et al. (2016)).

3.1.2. Geomorfología del curso alto del Valle del Río Bayo

El Río Bayo es un río de aproximadamente 40 km de largo, que tiene un área de captación de unos 250 km². Este nace en la conexión entre el valle del Río Norte en el sector del Portezuelo Bayo, y fluye hacia el oeste, desembocando en el Lago Bayo. Para una mejor descripción de la totalidad de este valle se hace una separación entre el curso alto y bajo del valle del Río Bayo, debido a las diferencias que hay en sus características geomorfológicas.

3.1.2.1. Formas glaciales

La cabecera del valle del Río Bayo (Figura 3.5) presenta características propias de un ambiente paraglacial donde los procesos fluviales y de ajuste del paisaje a condiciones deglaciadas han modificado parcialmente un valle modelado previamente por glaciares. En el perfil 4 (Figura 3.6), ubicado en una garganta glacial 4 km río abajo del Portezuelo Bayo, esto queda evidenciado por la forma en U del valle, sobreimpuesta a un valle en U más amplio, que marcan las superficies de erosión glacial preservadas en ambas laderas. El fondo del valle en U más amplio estaría a una altura aproximada de 550-600 m.s.n.m., mientras que la incisión de más de 200 m del valle en U sobreimpuesto representa la altitud del actual fondo del valle. En el perfil longitudinal al valle (Figura 3.7), se observa que las superficies aborregadas de baja pendiente (SABA) se distribuyen de forma discontinua entre los 550 y 750 m.s.n.m., con una tendencia de aumento de altitud hacia el oeste. Estas se pueden correlacionar con las superficies de erosión identificadas en el valle del Río Tranquilo, cuyas alturas van desde 500 m.s.n.m. en la cabecera hasta 300 m.s.n.m. hacia el este (SABA). Lo anterior podría indicar un glaciar troncal con deriva de oeste a este.

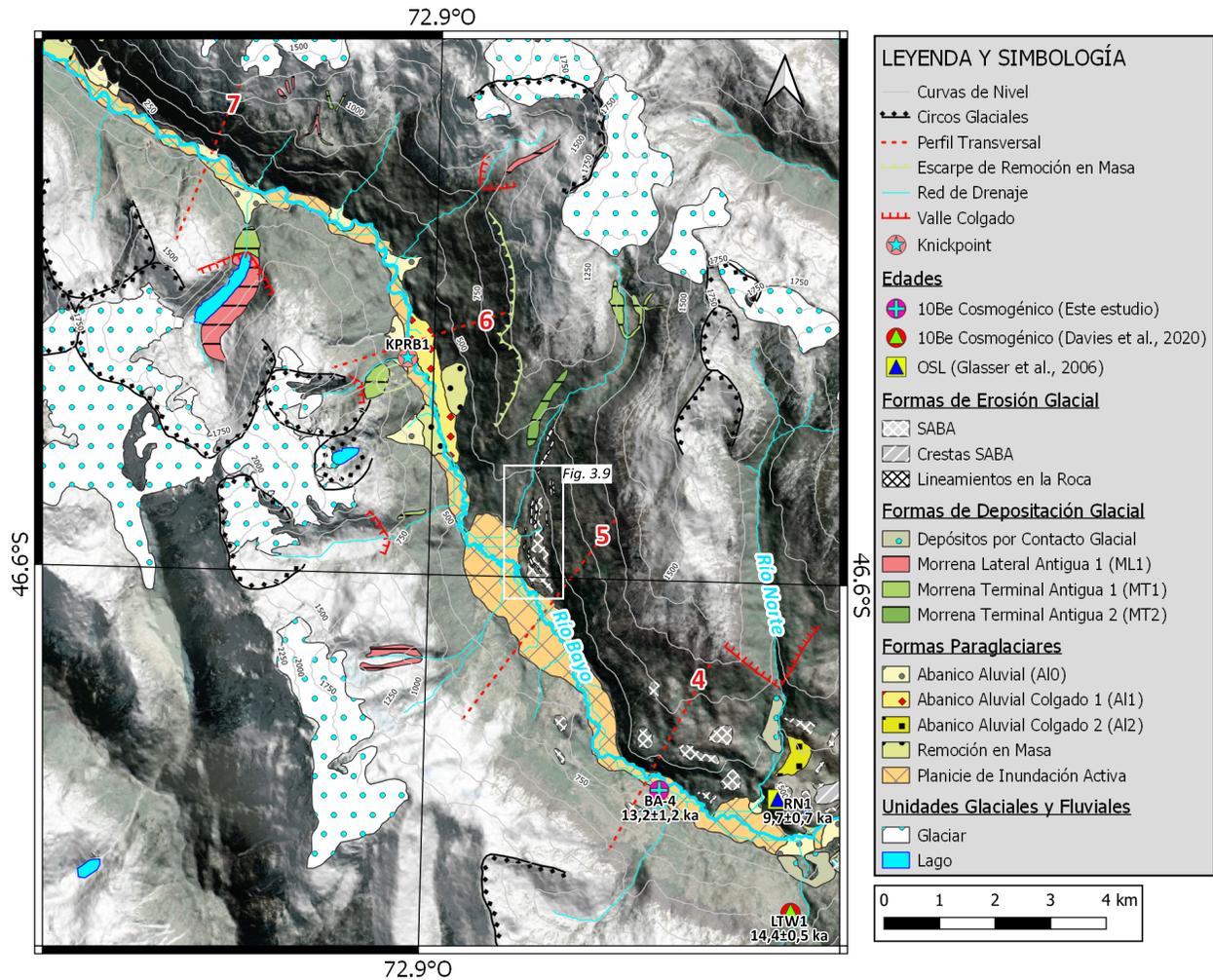


Figura 3.5: Mapa geomorfológico del curso alto del Valle del Río Bayo. Para ubicación de la zona dentro del SVTBE, ver figura 3.1.

En la ladera norte, muy cerca del Portezuelo Bayo, se identifica un valle colgado que corresponde al valle del Río Norte. La altitud de la base de este valle colgado (~ 660 m.s.n.m.) coincide aproximadamente con el rango de alturas de las superficies de erosión (Figura 3.7), y por ello se interpretan como un registro de interacción entre el glaciar troncal que descendía del valle principal hacia el este con un valle glacial tributario que representa el valle del actual Río Norte. Cercana a esta conexión, Glasser et al. (2006) reconocieron un depósito glaciofluvial formado en contacto con hielo (Figura 3.8A), es decir una terraza kames. Estos autores sugieren que el sedimento glaciofluvial habría sido transportado por agua de deshielo proveniente del valle del Río Norte y acumulado en los márgenes de un glaciar que cubría el fondo del valle troncal. Sin embargo, en este estudio no fue posible reconocer este depósito por contacto con hielo, en parte porque el mapa geomorfológico de Glasser et al. (2006) no permite distinguir su ubicación exacta, además de que esta geoforma no presenta un cambio en relieve que permita distinguirlo por medio del DEM. Incluso, este puede haber sido cubierto de vegetación de forma posterior. El análisis a través de *Luminiscencia Ópticamente Estimulada* (OSL) de granos de cuarzo para una muestra tomada de la parte superior de este depósito sugiere que sería al menos tan joven como $9,7 \pm 0,7$ ka (Figura 3.8B). Cabe destacar, que hacia la cabecera de este valle tributario se reconoce una serie de circos glaciares

que se encuentran a alturas aproximadas entre los 1000 y 1500 m.s.n.m. Estos se encuentran muy por sobre la dinámica glacial que habría modelado el SVTBE en el pasado por lo que probablemente fueron desarrollados en estadios glaciales más recientes que no se relacionan con el estadio glacial durante el cual los glaciares cubrían el valle troncal.

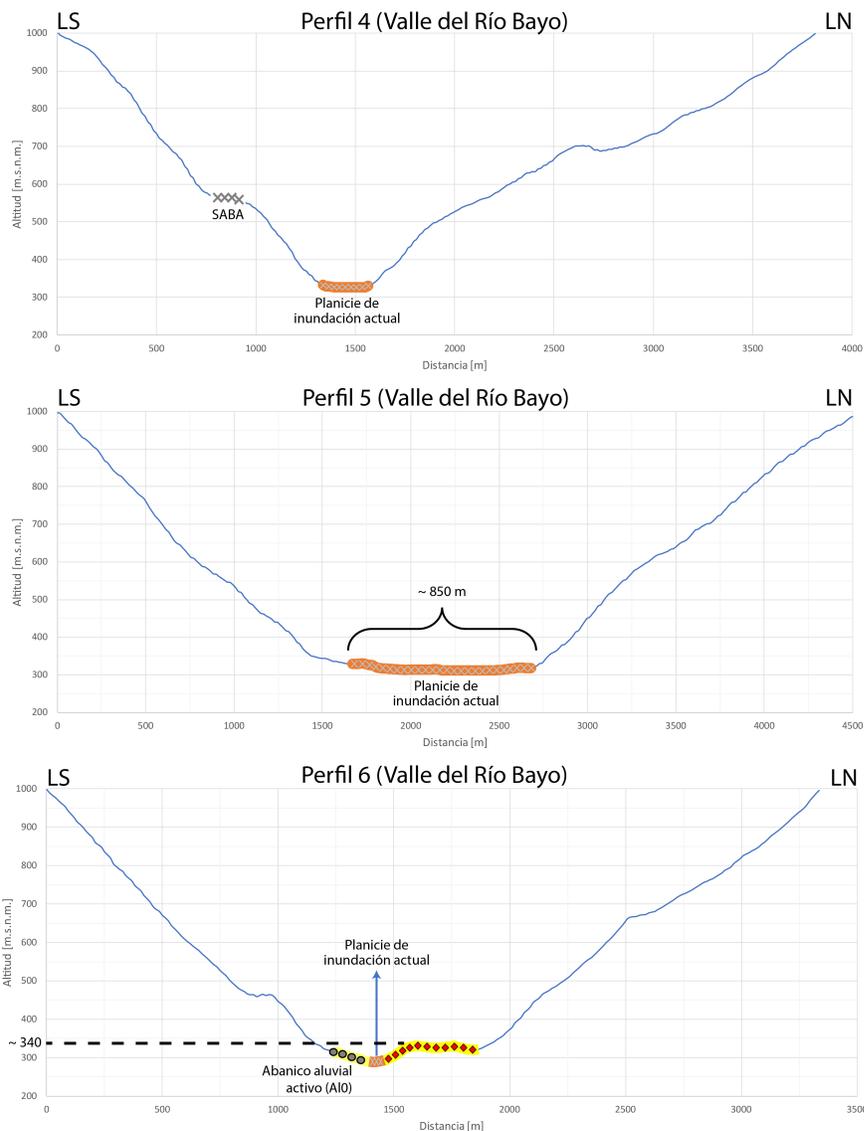


Figura 3.6: Perfiles transversales en el curso alto del Valle del Río Bayo. LS y LN se refieren a ladera sur y norte, respectivamente. Para ubicación de perfiles ver figura 3.5.

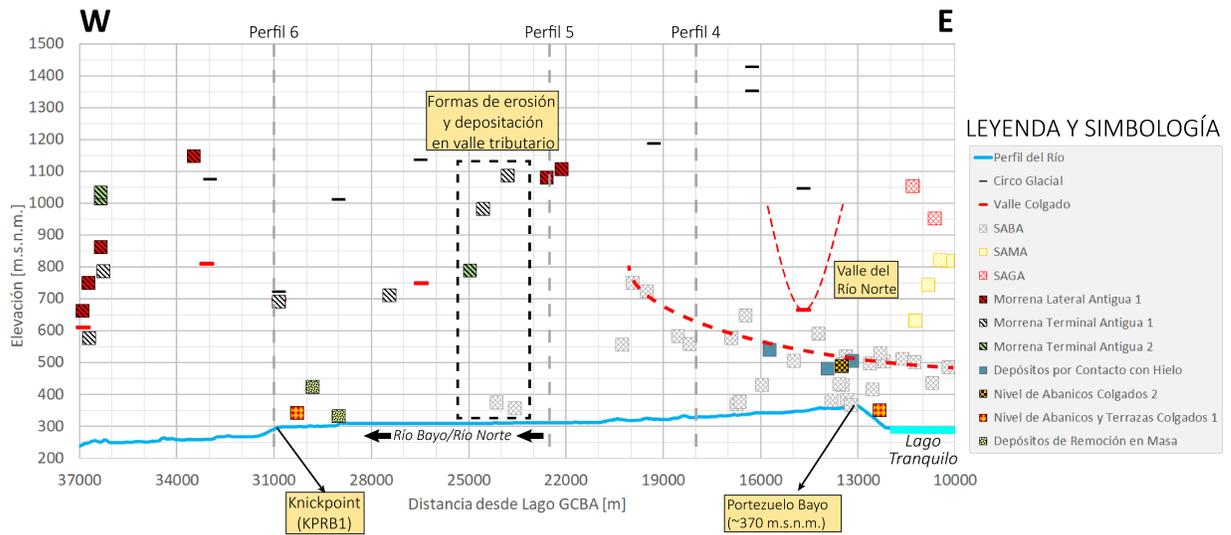


Figura 3.7: Perfil de thalweg con altura promedio de las geoformas reconocidas en el curso alto del Valle del Río Bayo.

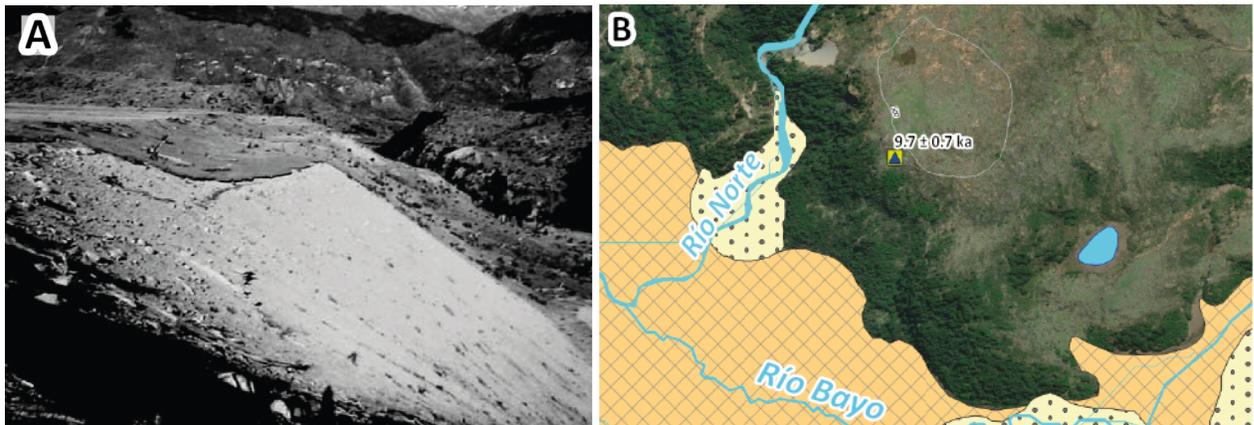


Figura 3.8: A: Depósito glaciofluvial en la confluencia entre el Río Norte y Río Bayo. Imagen extraída de Glasser et al. (2006). B: Mapa geomorfológico (este estudio) con localización de la muestra RN1 en el SVTBE. Ubicación exacta obtenida del material suplementario de Davies et al. (2020). Notar que en este estudio no se reconoce el depósito glaciofluvial de donde fue tomada la muestra RN1.

El perfil 5, ubicado en la sección más ancha de este valle, muestra que la forma en U en sección transversal se mantiene, aunque su ancho es notablemente mayor que río arriba (Figura 3.5). Una primera interpretación es que el aumento en el ancho se debe a una mayor capacidad de los glaciares para modelar el paisaje en este punto del valle. Sumado a esto, la disposición de las superficies de erosión (SABA) y lineamientos en la roca en relación con el valle tributario inmediatamente al noroeste del perfil 5 (Figura 3.9), da indicios sobre direcciones de flujo general y a grandes rasgos de los glaciares en el pasado. Estas superficies de erosión y lineamientos en la roca sugieren que un glaciar descendía por este valle tributario hacia el sureste, y en el proceso abrasionó la roca hielo arriba, generando bajas pendientes

hacia el valle tributario, y arrancó la roca hielo abajo, generando altas pendientes o quiebres de altitud hacia el valle troncal. Los procesos glaciales más recientes dentro de este valle tributario están evidenciados por la presencia de dos frentes de morrenas terminales (Figura 3.5). MT2 corresponde al de menor elevación (~ 800 m.s.n.m.) y más cercano a la confluencia con el valle del Río Bayo, sin embargo, no se tiene una referencia sobre la edad a la que se formó. MT1, por otro lado, está cerca de la cabecera del valle tributario a una elevación mayor ($\sim 1000-1100$ m.s.n.m.) por lo que representa un evento más reciente.

Hacia el oeste, la influencia de procesos paraglaciales en conjunto con el notable incremento de área cubierta por vegetación dificulta una correcta delimitación de geoformas de erosión glacial, por lo que superficies de erosión glacial no fueron reconocidas y mapeadas. Las demás geoformas glaciales que se observan en el valle están relacionadas a la presencia de varias quebradas que representan circos glaciares. En muchos casos estas quebradas presentan quiebres de altitud importantes con el fondo del valle troncal, por lo que representan valles colgados. Esto sugiere que en el pasado el valle del Río Bayo estuvo ocupado por una lengua glacial con una mayor capacidad erosiva que sus lenguas tributarias. Al interior de estas quebradas, generalmente se reconoce al menos un tipo de depósito de morrena marginal (ML1 o MT1). Estas morrenas suelen encontrarse cerca de las depresiones características de circos glaciares, que en muchos casos está asociada a un lago proglacial represado por ellas. La presencia de estos depósitos refleja que un gran número de glaciares eran formados en los circos y descendían por las laderas del valle hacia su centro en el pasado. Sin embargo, las formas glaciales que se reconocen probablemente están relacionadas con un estadio glacial más reciente en el que los hielos se habían retirado del valle principal y se concentraban en zonas más elevadas.



Figura 3.9: Vista al norte del curso alto del valle del Río Bayo mostrando lineamientos en roca generados por la acción de un glaciar que descendía desde un valle tributario con dirección SE. Imagen generada con Google Earth.

3.1.2.2. Formas paraglaciales

El curso alto del valle del Río Bayo tiene una planicie de inundación que en general es notablemente más estrecha que el valle del Río Tranquilo, con un ancho que varía entre 400 y 750 m. La variación estaría ligada a la influencia directa que han tenido, primero la erosión de los glaciares que ocupaban el valle y posteriormente los procesos paraglaciales en la erosión del valle luego de su deglaciación.

El perfil 5 describe un ensanchamiento de la planicie de inundación que se mantiene por aproximadamente 3 km y está limitado en ambos extremos por estrechamientos que forman una garganta por donde drena actualmente el Río Bayo. Este ensanchamiento posiblemente se debe a la acción erosiva de un glaciar que en el pasado descendía por el valle tributario que se encuentra inmediatamente al noroeste, en el que además se identifican superficies de abrasión y lineamientos en roca. La sobre-excavación del fondo del valle en este punto sería un reflejo de una mayor capacidad erosiva por parte de los glaciares. Esto habría permitido el desarrollo de una planicie glaciofluvial más ancha y plana que río arriba y abajo (Figuras 3.5 y 3.7). Incluso, durante la retirada de los glaciares, el creciente aporte de agua de deshielo pudo promover el desarrollo de un lago proglaciar represado por hielo, un depósito de remoción en masa o el relieve, y con ello la formación de dicha planicie, aunque no existen evidencias de este proceso.

El perfil 4 muestra la garganta que se forma río arriba. Esta representa una erosión glacial de unos 200 m sobrepuesta en un valle glacial más elevado. Por otro lado, el perfil 6, ubicado en la garganta que se forma río abajo, muestra que el valle presenta una incisión fluvial de 40 m que coincide con una geoforma dispuesta sobre la ladera norte con su parte superior plana, interpretada como una terraza fluvio-lacustre. Un perfil swath de esta terraza (Figura 3.10) permite ver que tiene una altura aproximada de entre 340 y 350 m.s.n.m., que se mantiene por unos 2,5 km. Esta terraza sería indicativa de una estabilización de un cuerpo de agua en el curso alto del valle del Río Bayo a los 340-350 m.s.n.m., y probablemente se relaciona con el nivel de abanicos colgados en el valle del Río Tranquilo a una altura similar (A11) y con las terrazas T1 del Lago GCBA (Martinod et al., 2016). Una posterior incisión del valle, acompañada de un descenso en el nivel de las aguas, llevaría a una estabilización de la planicie de inundación a una altura 40-50 m inferior, representada por el curso actual del Río Bayo. La presencia de depósitos de remoción en masa en ambas laderas del valle donde se encuentra esta garganta sugiere que esta terraza se pudo formar por una mayor disponibilidad de sedimentos en esta área en particular. Estos depósitos representan material proveniente de una serie de deslizamientos de la ladera norte. Un escarpe que delinea un cambio de pendiente en esta ladera y que persiste por unos 4 km denota la magnitud de estas remociones, las que pueden estar ocasionadas por un desequilibrio de la roca caja luego de la retirada de los hielos que cubrían el valle.

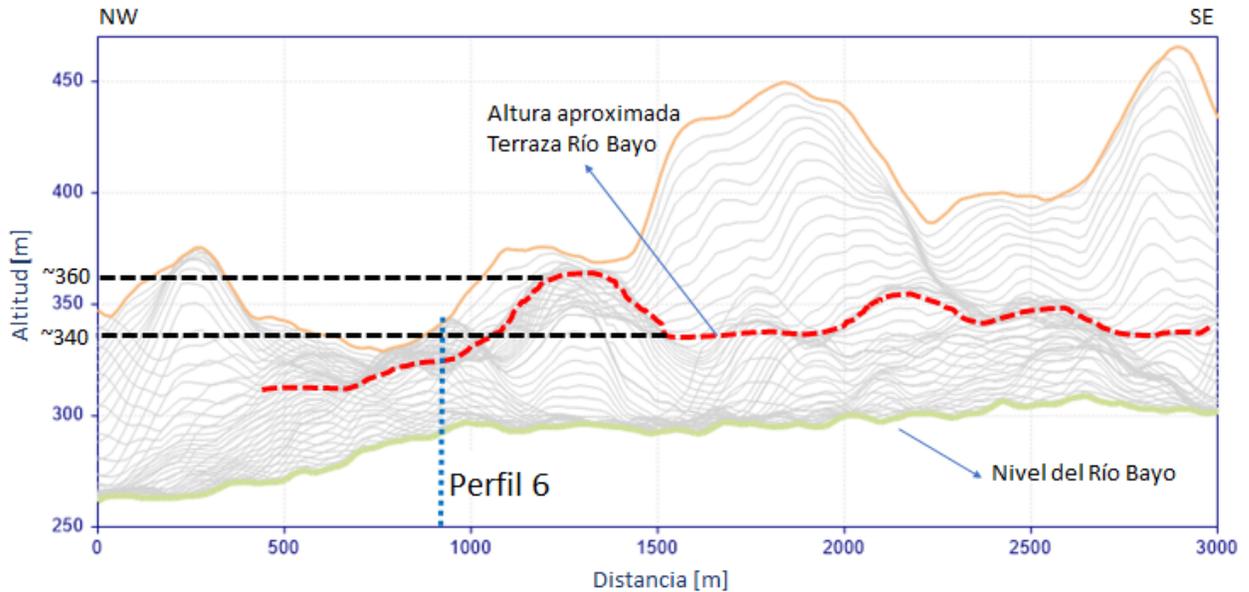


Figura 3.10: Perfil swath del nivel de terraza reconocida en el curso alto del valle del Río Bayo.

Siguiendo la posición de la garganta río abajo a lo largo de los perfiles de thalweg y swath (Figuras 3.7 y 3.10, respectivamente), se puede notar que esta coincide con un quiebre de altitud abrupto o knickpoint. Este knickpoint (*knickpoint Río Bayo 1*, KPRB1) coincide con un cambio de litología en ese punto del valle, desde el basamento metamórfico al Batolito Patagónico (Figura 2.4). Río abajo del KPRB1, el valle adopta un gradiente mayor, de aproximadamente 10 m/km, que se mantiene por unos 11 km (Figura 3.7). Esta diferencia en pendientes puede asociarse a factores de primer orden como litología o incluso a un control estructural de la roca asociado a la Zona de Fallas Exploradores que coincide a grandes rasgos con la dirección y posición de esta sección del valle (Georgieva et al., 2016).

3.1.3. Geomorfología del curso bajo del Valle del Río Bayo

3.1.3.1. Formas glaciales

El curso bajo del valle del Río Bayo (Figura 3.11) presenta características geomorfológicas notablemente diferentes al valle río arriba, aun cuando tienen influencias similares. Este tramo mantiene las características de un ambiente paraglacial descritas en la subsección 3.1.2, pero con una mayor influencia de un glaciar troncal en el control del relieve que aguas arriba. La sección del valle entre el KPRB1 y el *knickpoint* Río Bayo 2 (KPRB2) es notablemente más estrecha que otras secciones del SVTBE, mientras que río abajo del KPRB2 la llanura glaciofluvial que cubre el fondo del valle se ensancha paulatinamente hacia el Lago Bayo. Estas características quedan evidenciadas por el cambio en la morfología de los perfiles transversales (Figura 3.12). Por un lado, el perfil 7, ubicado en la sección entre knickpoints del valle del Río Bayo (Figura 3.11), muestra que se mantienen rasgos de un valle glacial en U estrecho, cuya morfología cerca del cauce actual del río ha sido influenciada por procesos paraglaciales y fluviales, mientras que en el perfil 8, ubicado en un estrechamiento que forma una garganta unos 5 km río abajo, el valle es más amplio y presenta forma en U más marcada, pese a que

cerca de su fondo se reconocen depósitos glaciales y paraglaciales. En el perfil 9, ubicado tan solo 6 km río abajo, esta forma en U del valle se hace aún más patente.

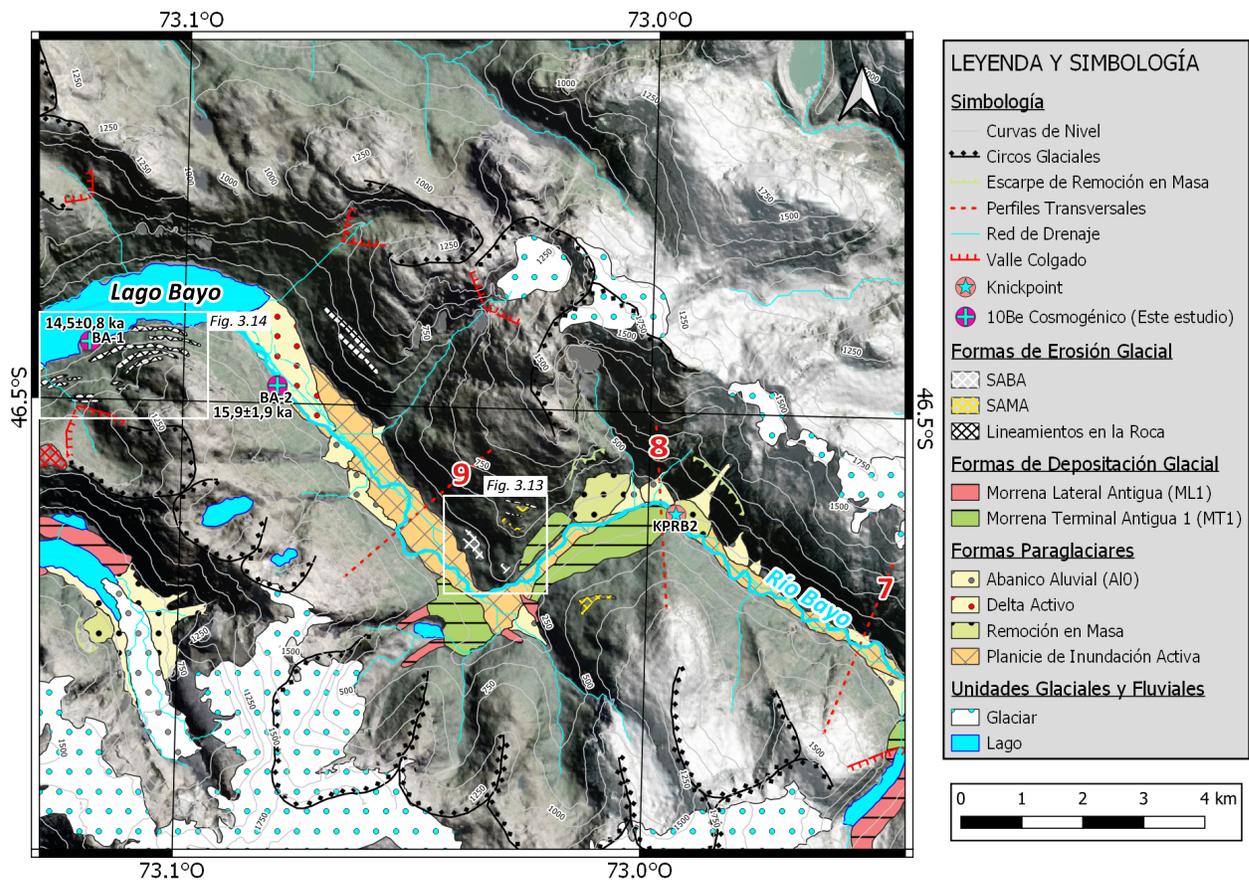


Figura 3.11: Mapa geomorfológico del curso bajo del Valle del Río Bayo. Para ubicación de la zona dentro del SVTBE, ver figura 3.1.

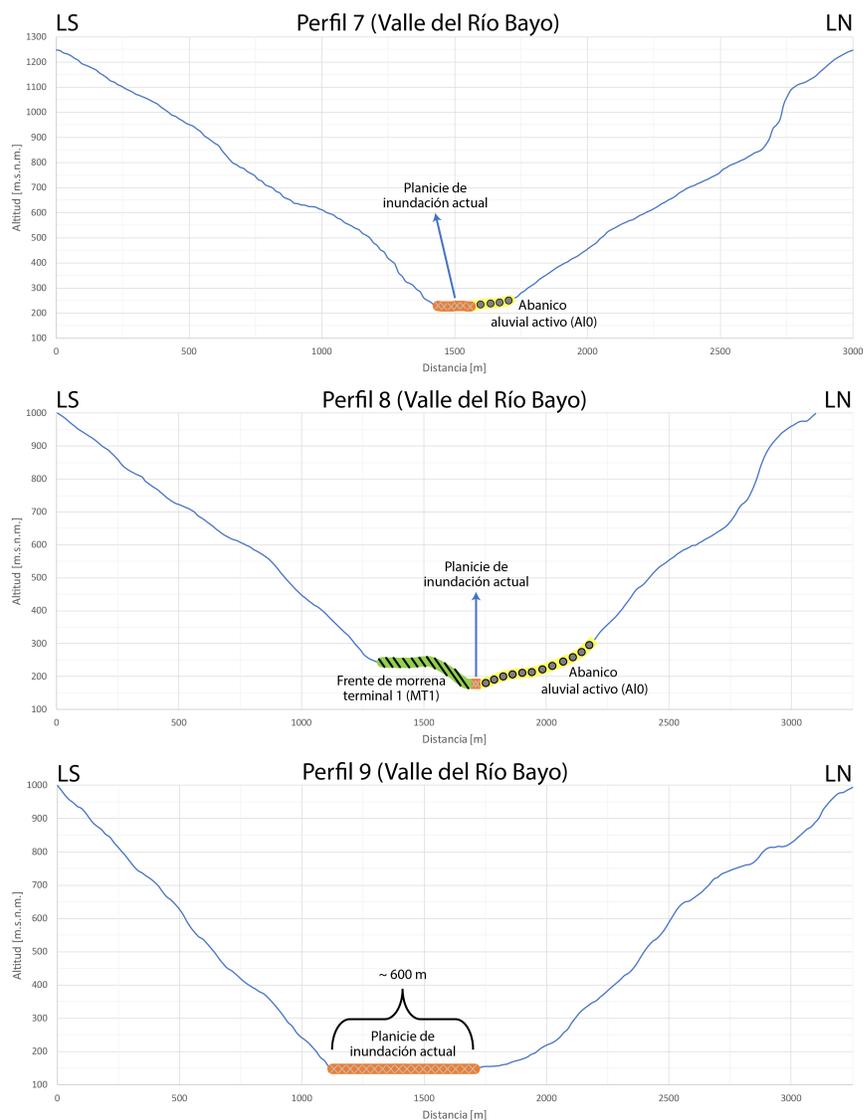


Figura 3.12: Perfiles transversales en el curso bajo del Valle del Río Bayo. LS y LN se refieren a ladera sur y norte, respectivamente. Para ubicación de perfiles ver figura 3.11.

En esta sección del valle las laderas se muestran sumamente erosionadas y escarpadas, denotando la influencia que han tenido procesos glaciales y paraglaciales en una zona en que varias quebradas confluyen en una planicie de inundación que cubre el fondo del valle. Se reconocen escasas superficies de abrasión glacial, sin embargo, las superficies de abrasión y superficies aborregadas que se reconocen entre los perfiles 8 y 9 pueden dar indicios sobre la dirección de movimiento de glaciares en el pasado. Aquí se reconocen superficies aborregadas (Figura 3.13), cuyo perfil longitudinal muestra una baja pendiente en la cara occidental, donde la superficie se ve suavizada por la abrasión glacial y predominaría un pulido de la roca, mientras que en la cara oriental la pendiente es mayor, donde la superficie se presenta escarpada y predominaría un arranque de roca por sobre un pulido de ella. Siguiendo consideraciones de Bennett y Glasser (2011) y Munro-Stasiuk, Heyman, y Harbor (2013), esta geoforma fue interpretada como una roca aborregada gigante (*roché moutonnée gigante*) e indicaría una posible dirección de movimiento de un glaciar troncal hacia el este. Por otro

lado, en la ladera sur del Lago Bayo se reconocen superficies aborregadas elongadas con elevaciones que disminuyen hacia el Ventisquero Exploradores (Figura 3.14), las cuales han sido mapeadas usando de referencia un mapa de Davies et al. (2020). Estas describen pequeños escalones con quiebres de altitud reconocibles a través de imágenes satelitales, pero no a través del DEM. Debido a esto, no se puede tener una descripción acabada de su morfología, lo que dificulta su interpretación y uso para evaluar paleodirecciones de hielo. Además, en este punto del valle ambas laderas se presentan sumamente fracturadas, por lo que un desprendimiento de roca y generación de esta forma escalonada puede ser una herencia de estructuras y debilidades en la roca en direcciones preferenciales, y no necesariamente un producto de la deriva de lenguas glaciares.

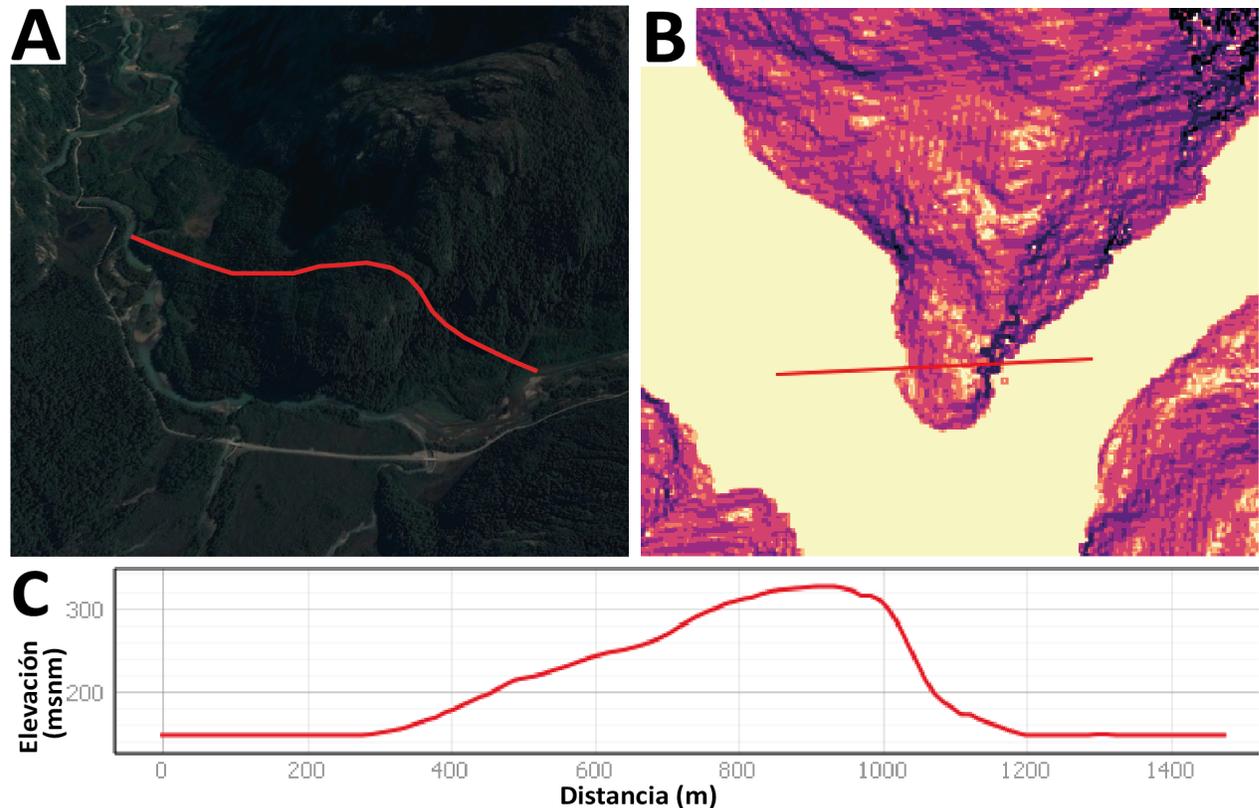


Figura 3.13: A, imagen extraída de Google Earth mostrando una roca aborregada gigante (*roché moutonnée gigante*) en el curso bajo del valle del Río Bayo. En rojo se representa un perfil longitudinal a esta geoforma. B, misma posición del SVTBE con mapa de pendientes como base. Las zonas más oscuras indican pendientes mayores. C, perfil longitudinal a la roca aborregada gigante.

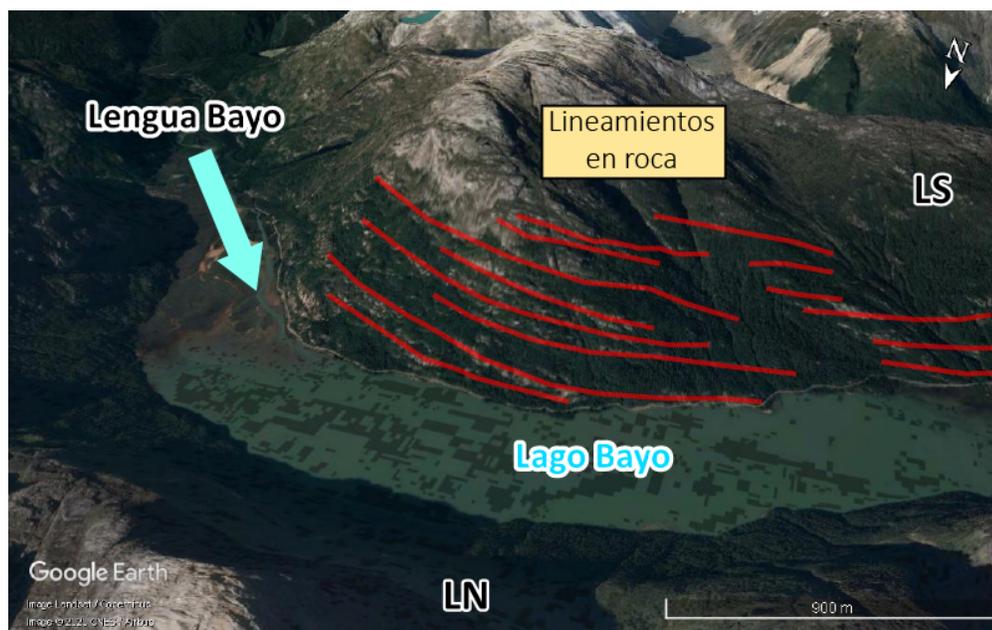


Figura 3.14: Vista al sur del Lago Bayo mostrando superficies escalonadas aborregadas. Imagen generada con Google Earth.

En el curso bajo del valle del Río Bayo algunas de las quebradas tributarias suelen presentar al menos un tipo de depósito de morrena marginal a sus pies, las cuales se encuentran alejadas de sus actuales circos glaciares. Entre los perfiles 8 y 9, unos 8 km aguas arriba del Lago Bayo, se ve que confluyen al menos 3 quebradas tributarias con el valle del Río Bayo. Estas quebradas tributarias presentan morrenas terminales y laterales (ML1 o MT1) en sus confluencias con el valle troncal, a una altura muy cercana a la de la planicie de inundación actual. Además, río arriba se reconocen relictos de crestas morrénicas en ambas laderas del valle. Todas estas morrenas dan cuenta de un período en el que el glaciar troncal del valle había retrocedido lo suficiente como para que fuera ocupado parcialmente por glaciares tributarios de menor tamaño. Cabe destacar que en este punto del SVTBE los valles tributarios no presentan un desnivel notorio con respecto al valle principal como las quebradas tributarias río arriba.

3.1.3.2. Formas paraglaciales

El curso bajo del valle del Río Bayo presenta una planicie de inundación cuyo ancho aumenta considerablemente río abajo. Esta variación estaría ligada a la influencia que han tenido, primero la erosión de los glaciares que ocupaban el valle, y segundo los procesos paraglaciales en la erosión del valle luego de su deglaciación. El perfil 8, ubicado en su extremo aguas arriba, describe un estrechamiento que forma una garganta. En esta posición la planicie de inundación alcanza un ancho de tan solo 50 m y coincide con la presencia de remociones en masa y abanicos aluviales en la ladera norte, además de una morrena en la ladera sur (Figura 3.11). Esta última presenta un desnivel de unos 40 m con respecto a la planicie de inundación, que puede ser producto a una incisión fluvial de este depósito.

En comparación, el perfil 9, ubicado 6 km aguas abajo, exhibe un aumento considerable en la extensión de la planicie de inundación, con un ancho de 600 m. Río abajo, el ancho de esta planicie continúa aumentando y alcanza los 800 m en la desembocadura con el Lago Bayo.

La presencia de esta planicie glacio-lacustre estaría relacionada con una sobre-excavación del fondo del valle producto de un glaciar troncal que durante su retirada genera de un lago proglaciar en su margen frontal. De igual manera, una menor extensión de esta planicie y una forma en U menos marcada río arriba, indica una disminución en la influencia que tuvo este glaciar troncal en la erosión de las laderas.

Siguiendo la posición del estrechamiento de la planicie de inundación a lo largo del perfil de thalweg (Figura 3.15), se puede notar que, al igual que con *KPRB1*, coincide con un cambio abrupto de pendiente. Sin embargo, al contrario que con *KPRB1*, río abajo de la posición de este knickpoint (*knickpoint Río Bayo 2*, *KPRB2*) el valle adopta gradiente menor.

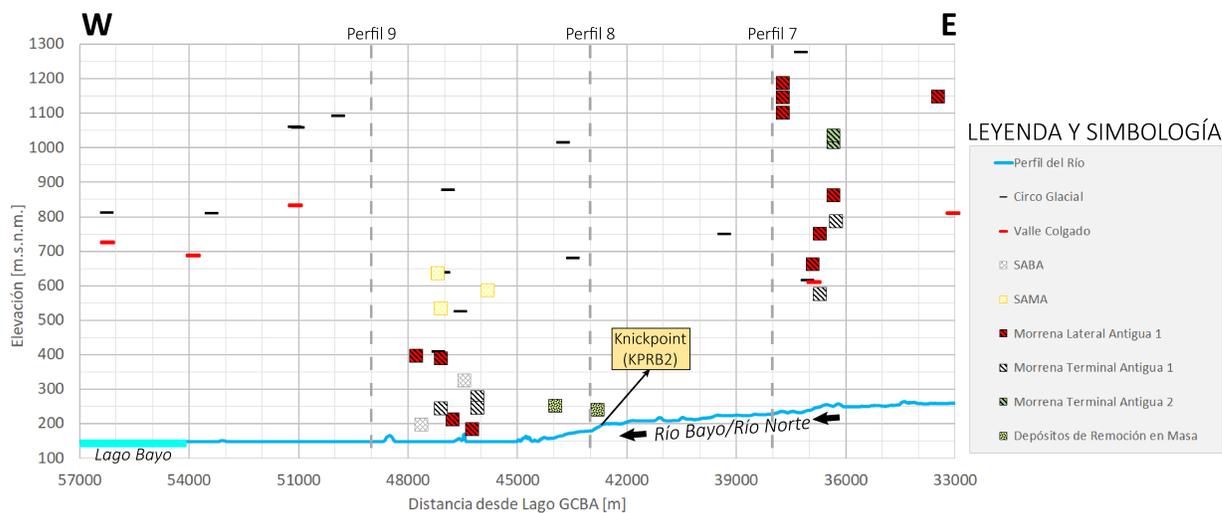


Figura 3.15: Perfil de thalweg con altura promedio de las geoformas reconocidas en el curso bajo del valle del Río Bayo.

3.2. Edades de exposición a la radiación cósmica ^{10}Be en los valles de los ríos Tranquilo y Bayo

Se presentan tres nuevas edades de exposición ^{10}Be para muestras localizadas al interior del SVTBE. Los datos para el cálculo de estas edades se encuentran en la tabla 3.1, mientras que las edades calculadas usando una tasa de erosión de 0 y 1 mm/ka para tres esquemas de escalamiento (*scaling scheme*) se presentan en las tablas 3.2 y C.1, respectivamente. Adicionalmente, en las tablas C.2 y C.3, se presentan detalles de tres edades ^{10}Be obtenidas por Glasser et al. (2006) en el SVTBE, que fueron recalculadas debido a que corresponden a datos de gran relevancia para este estudio.

Tabla 3.1: Datos para el cálculo de edades a través de la concentración de ^{10}Be cosmogénico. Se asume para todas las muestras una tasa de erosión de 0 y 1 mm/ka, cuarzo con una densidad de $2,5 \text{ gr/cm}^3$ y *STD11* como material estándar. Los datos para el cálculo del apantallamiento se encuentran en la tabla C.4.

Código Muestra	Latitud (dd)	Longitud (dd)	Elevación (msnm)	P (mbar)	Tamaño (cm)	Corrección por cobertura	^{10}Be (at/gr)	^{10}Be error (at/gr)
BA-1	-46,4915	-73,1202	139	997	1,130561475	0,86864	56406	3208
BA-2	-46,4974	-73,0799	131	998	1,121983779	0,78815	55930	6787
BA-4	-46,634	-72,8443	341	973	1,365007108	0,98654	70149	6113

En el SVTBE se recolectaron tres muestras de roca con evidencias de erosión glacial que fueron analizadas para medir sus concentraciones de ^{10}Be cosmogénico y determinar su edad de exposición a la radiación cósmica.

En la ladera sur del curso alto del valle del Río Bayo, se muestreó (BA-4) la superficie de un montículo alargado de unos 200 m de largo y 60 m de ancho (Figuras 3.5 y 3.16), que habría sido modelado por acción glacial. Considerando el escalamiento Lm, el calculador CRONUS-Earth entrega una edad de 13,2 ka. En la ladera sur del Lago Bayo, 37 km río abajo de la muestra anterior, se hizo un muestreo de roca proveniente de dos superficies de erosión glacial (BA-1 y BA-2; Figura 3.17). Los rangos son entre 15,9 y 14,5 ka. En la tabla 3.2 se resumen las edades de estas muestras según tres esquemas, mientras que la edad según el esquema Lm y posición de esta datación se muestra en las figuras 3.2 y 3.18. Este valor corresponde a la edad de la muestra y el error interno o asociado a la medición de nucleidos cosmogénicos (*Interr*) para la muestra. Cabe destacar que se usa el error interno debido a la cercanía de las muestras y que se usa la misma tasa de producción para el cálculo de ellas (Balco, Stone, Lifton, y Dunai, 2007).

BA-4 entrega una edad (13,2 ka) que es similar a las que se encuentran cercanas en el valle del Río Tranquilo (~ 13 ka) y que fueron realizadas por Glasser et al. (2006) (Tablas C.2 y C.3), por lo que podrían reflejar procesos que ocurrieron en estos valles al mismo tiempo. Las edades de Glasser et al. (2006) fueron obtenidas de dos bloques erráticos en el margen oriental del Lago Tranquilo (muestras LTE1 y LTE2) y de un bloque en una morrena lateral de un circo elevado (muestra LTW1) (Figuras 3.2 y 3.18). La presencia de una edad OSL (RN1) en depósitos glaciofluviales llevó a interpretar estas edades de exposición como producto de la dinámica geomorfológica que involucraba la retirada de un glaciar ocupando el valle troncal. Sin embargo, la exposición de las superficies de erosión glacial indicaría que ya no estaban cubiertas por el glaciar a ese mismo tiempo. La distribución y similitud que tienen estas edades permite tener certeza sobre este evento exposición, por lo que descartamos la posibilidad de que el hielo cubriera el valle troncal cerca del Portezuelo Bayo hasta aproximadamente 10 ka, como sugiere la muestra RN1 de Glasser et al. (2006) (Figura 3.8).

BA-1 y BA-2 (16-14 ka) son las primeras muestras de cosmogénicos realizadas en el sector. Las edades más cercanas son de radiocarbono y registran solo la reciente dinámica glacial y paraglacial en torno al Ventisquero Exploradores. Dentro de estas edades, una edad de 9 ka está en el orden de magnitud de las edades de cosmogénicos, que se puede considerar como una edad del inicio de la colonización de morrenas.

Tabla 3.2: Edades ^{10}Be para muestras de roca recolectadas en el SVT-BE. Los sectores de muestreo de BA-1 y BA-2 se pueden ver en las figuras 3.17A y 3.17B, respectivamente, y sus posiciones dentro del valle en las figuras 3.11 y 3.18. Interr y Exterr corresponden a los valores de los errores internos y externos para cada muestra, respectivamente. Interr está relacionado con la medición de átomos de ^{10}Be en la muestra, mientras que Exterr considera este error además del error asociado a la tasa de producción anual de ^{10}Be en el sector (Balco et al., 2007). El sector de muestreo se puede ver en la figura 3.16 y su posición dentro del valle en las figuras 3.2 y 3.5. Los datos para el cálculo de estas edades se encuentran en la tabla 3.1. Para edades con una tasa de erosión de 1 mm/ka, ver tabla C.1.

Muestra BA-1			
	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)
St	14.642	836	1.466
Lm	14.507	828	1.452
LSDn	14.826	846	1.478
Muestra BA-2			
	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)
St	16.093	1.961	2.366
Lm	15.891	1.936	2.336
LSDn	16.200	1.974	2.377
Muestra BA-4			
	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)
St	13.206	1.155	1.585
Lm	13.166	1.151	1.580
LSDn	13.474	1.178	1.612

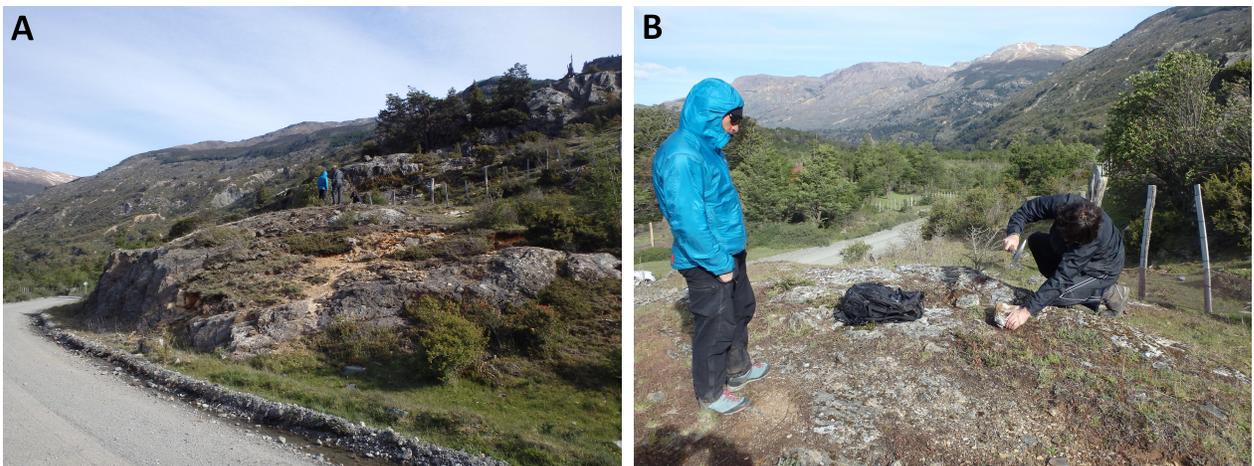


Figura 3.16: Fotografías de sector de muestreo en ladera sur del curso alto del valle del Río Bayo. A, fotografía tomada desde la ruta X-728. B, fotografía tomada sobre la superficie de erosión glacial. Para ubicación del sector ver figura 3.5. Créditos al Dr. Joseph Martinod.



Figura 3.17: Fotografías con sectores de muestreo en ladera sur del Lago Bayo. A, sector de muestreo de muestra BA-1. B, sector de muestreo de muestra BA-2. Créditos al Dr. Joseph Martinod.

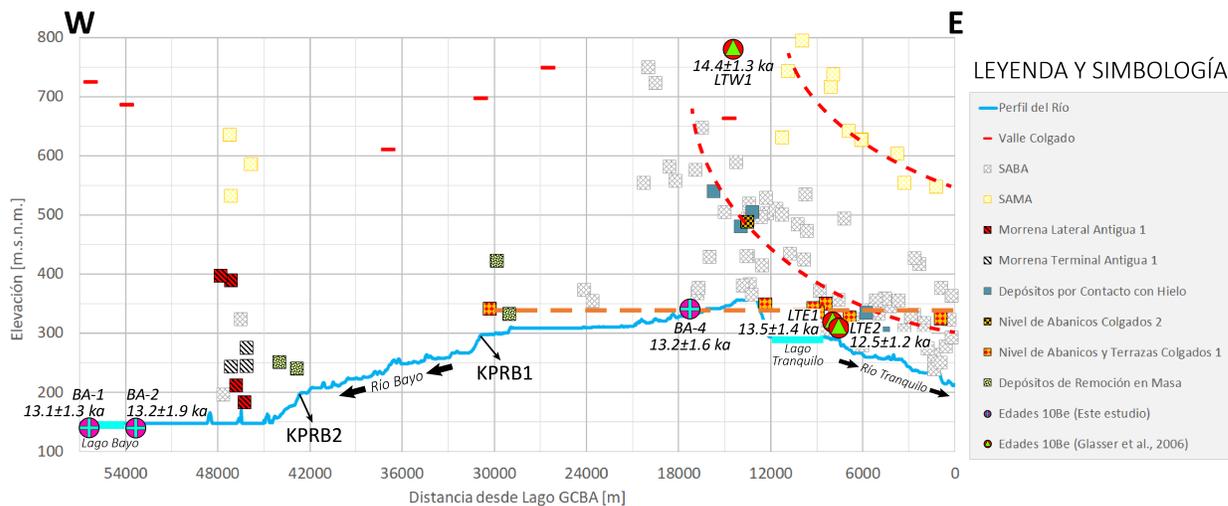


Figura 3.18: Perfil de thalweg con altura promedio de las geoformas de mayor relevancia reconocidas en los valles de los ríos Tranquilo y Bayo. Las edades de este estudio y de Glasser et al. (2006) se muestran para el esquema de escalamiento Lm.

3.2.1. Consideraciones en el cálculo e interpretación de las edades de exposición

Uno de los factores más influyente en el cálculo de las edades de exposición tiene relación con la topografía del sector de muestreo y su influencia en el apantallamiento que se considera para las muestras. Este factor es sumamente relevante en áreas que se encuentran encajonadas, como el curso bajo del valle del Río Bayo, ya que la topografía puede contribuir a disminuir la acumulación de ^{10}Be en la roca. Además, es necesario considerar el efecto de la topografía cercana, ya que la propia superficie de muestreo es capaz de generar un apantallamiento importante si presenta un ángulo alto con respecto a la horizontal.

El curso bajo del valle del Río Bayo es un valle encajonado con paredes de 40° o más. Estas características contribuyen a aumentar el apantallamiento de las muestras BA-1 y BA-2 notablemente. Sin embargo, el factor más relevante es que las superficies de muestreo presentan ángulos de $50\text{-}60^\circ$ con respecto a la horizontal (Figura 3.17). Esto genera un apantallamiento importante, sobre todo de radiación proveniente desde el sur (BA-1) y suroeste (BA-2). Por otro lado, las muestras BA-1 y BA-2 se recolectaron cerca del fondo del valle, por lo que se debe tener en cuenta un posible enterramiento o cobertura por cuerpos de agua capaces de atenuar la exposición y acumulación de ^{10}Be en las superficies muestreadas. En ese sentido, niveles lacustres más altos que los actuales y sedimentos glacio-lacustres pueden haber cubierto las superficies de erosión glacial datadas, y con ello disminuir la acumulación de nucleidos cosmogénicos, llevando a subestimar la edad de exposición por el retroceso de los glaciares.

Particularmente, en el sitio de muestreo para BA-1 (Figura 3.17A), se puede ver que las superficies de abrasión glacial presentan evidencias de dilatación por descompresión. Esto provoca que la roca se descascare y desprenda por capas, llevando una pérdida de material de las capas superficiales. Con estas consideraciones, no se puede tener certeza si hubo una pérdida de material superficial, por lo que no se descarta que la edad para esta muestra sea

mayor.

Por otro lado, la muestra BA-4 se encuentra en una sección del valle más amplia y su superficie de muestreo tiene un ángulo cercano a 0° , lo que se traduce en un apantallamiento bajo. Para una correcta interpretación de esta edad, es necesario considerar la cercanía de esta muestra a la planicie de inundación actual y elevación bajo un nivel Chalenko (BA-4: 341 m.s.n.m.), por lo que sus concentraciones de ^{10}Be pueden estar subestimadas producto de una atenuación de la exposición y acumulación de nucleidos cosmogénicos generada por niveles lacustres. De igual manera, se deben tener las mismas precauciones con las muestras de Glasser et al. (2006) ubicadas en el margen oriental del Lago Tranquilo a una elevación similar (LTE1: 336 m.s.n.m.; LTE2: 317 m.s.n.m.).

3.3. Descripción de la geomorfología de los ventisqueros Exploradores y Grosse y valle del Río Exploradores

Uno de los rasgos geomorfológicos más relevantes del SVTBE es el Ventisquero Exploradores (Figura 3.19). Este ventisquero es un sistema de lenguas glaciares activas que constituyen una lengua glacial con un área aproximada de 95 km^2 y un largo de 20,3 km (Aniya et al., 2007). Esta se origina en el flanco noreste del Monte San Valentín (3.919 m) (Bañales-Seguel, Salazar, y Mao, 2020) y desciende por un valle con orientación N-S hacia el SVTBE (Aniya et al., 2007; Bourgois et al., 2016b) a los ~ 170 m.s.n.m., donde presenta al menos tres frentes morrénicos formados durante el Holoceno (Aniya et al., 2007). Estas morrenas se encuentran a una altura considerablemente más baja que el Lago General Carrera y sus paleoniveles durante el Pleistoceno tardío, por lo que no son sujeto de indagaciones en cuanto a su rol como desagüe de glaciares, ríos y eventualmente lagos (Aniya et al., 2007; Bourgois et al., 2016b). Si bien, no responde a las problemáticas planteadas para esta investigación, se utilizó la cobertura satelital y topográfica para mapear la geomorfología de este segmento occidental del SVTBE y reconocer sus características morfométricas que han determinado la preservación durante el Holoceno de esta lengua glacial de los CHN.

El Río Exploradores se origina a partir de aguas de deshielo del Ventisquero Exploradores y del desagüe del Lago Bayo hacia el oeste (Figura 3.19). El valle del Río Exploradores tiene un largo de aproximadamente 35 km y, en un área de captación de unos 1452 km^2 (Bañales-Seguel et al., 2020), concentra aguas que tienen su origen en glaciares en retroceso constante que son transportadas por valles tributarios, generalmente con tendencia SW-NE, los cuales confluyen con el valle del Río Exploradores. La captación de estas aguas culmina en el extremo occidental del SVTBE, en el área de Bahía Exploradores, donde el río desemboca en el Océano Pacífico (Figura 2.6).

En general, el área que comprende los valles del Río Exploradores y sus tributarios se encuentra altamente vegetada, lo que dificulta el reconocimiento y mapeo de geoformas eficientemente. Aquí, la elevación de las cumbres disminuye considerablemente hacia el oeste, por lo que la cobertura de hielo se ve limitada a las zonas más elevadas. En la figura 3.1 se puede ver que río abajo el valle del Río Exploradores se aleja de forma constante del núcleo de los CHN y, con ello, existe una paulatina disminución en la influencia glacial. Esto se traduce en que los glaciares sean progresivamente más pequeños y se encuentren cada vez

más distantes al valle principal hacia Bahía Exploradores.

3.3.1. Formas glaciales

En esta zona se reconocen dos grandes ventisqueros que descienden del margen norte de los CHN. Estos son: Ventisquero Exploradores y Ventisquero Grosse (Figura 3.1) (Bañales-Seguel et al., 2020). Si bien los valles de estos ventisqueros fueron modelados por glaciares en el pasado (Aniya et al., 2007), los procesos que predominan en la actualidad al interior de estos valles corresponden a procesos paraglaciales y de ajuste del paisaje ante una retirada de las grandes masas de hielo que los cubrían completamente en el pasado.

El sistema de glaciares del Ventisquero Exploradores se encuentra alimentado por hielo que proviene de los valles tributarios que se extienden desde el oeste (Figura 3.19). Estas corresponden a dos lenguas glaciares que, próximo al origen del ventisquero, presentan un ancho aproximado de 0,5 km que incrementa valle abajo, alcanzando hasta 3 km cerca del frente del ventisquero, luego de amalgamarse las lenguas. Estos valles se encuentran colgados a alturas superiores al fondo del valle del Ventisquero Exploradores, pero la cobertura de hielo impide determinar el quiebre de altitud real. En el pasado, el área de alimentación del ventisquero solía constituir tres cuerpos glaciares, sin embargo, uno de ellos que se anexaba desde más al sur se ha separado debido a la recesión glacial (Aniya et al., 2007). En el perfil 10 (Figura 3.20), longitudinal al valle tributario más sureño, se puede ver que, en su confluencia con el valle del Ventisquero Exploradores, esta recesión ha dejado en descubierto un quiebre de altitud de unos 130 m, aunque este valor puede ser una sobrestimación del quiebre de altitud real si se considera que el valle tributario aún se mantiene altamente cubierto por hielo. Unos 5 km al norte se encuentra un antiguo tributario proveniente desde el este, parcialmente descubierto de hielo. El perfil 11, longitudinal a este valle tributario, permite ver que presenta un quiebre de altitud de unos 100 m con respecto al fondo del valle del Ventisquero Exploradores, si se considera la altitud del lago represado por las morrenas terminales asociadas a este valle tributario.

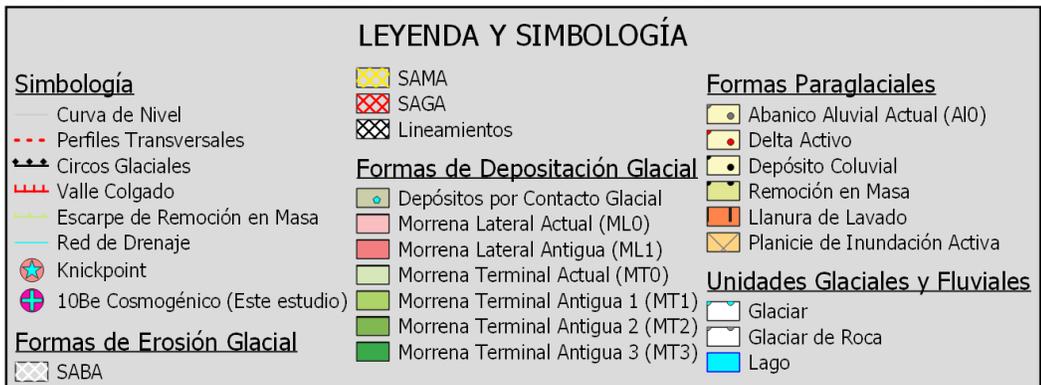
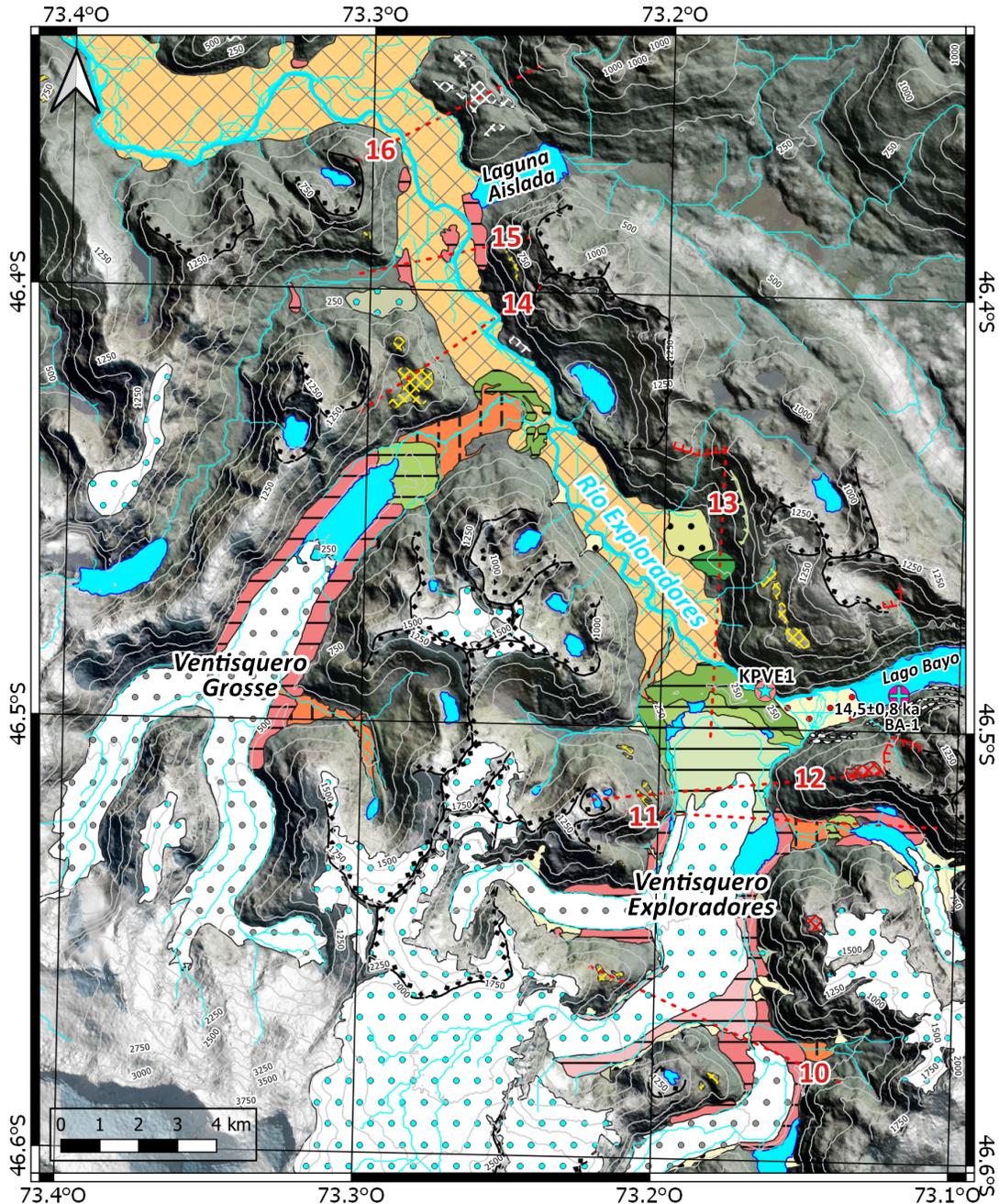


Figura 3.19: Mapa geomorfológico del Ventisquero Exploradores, Ventisquero Grosse y valle del Río Exploradores. Para ubicación de la zona dentro del SVTBE, ver figura 3.1.

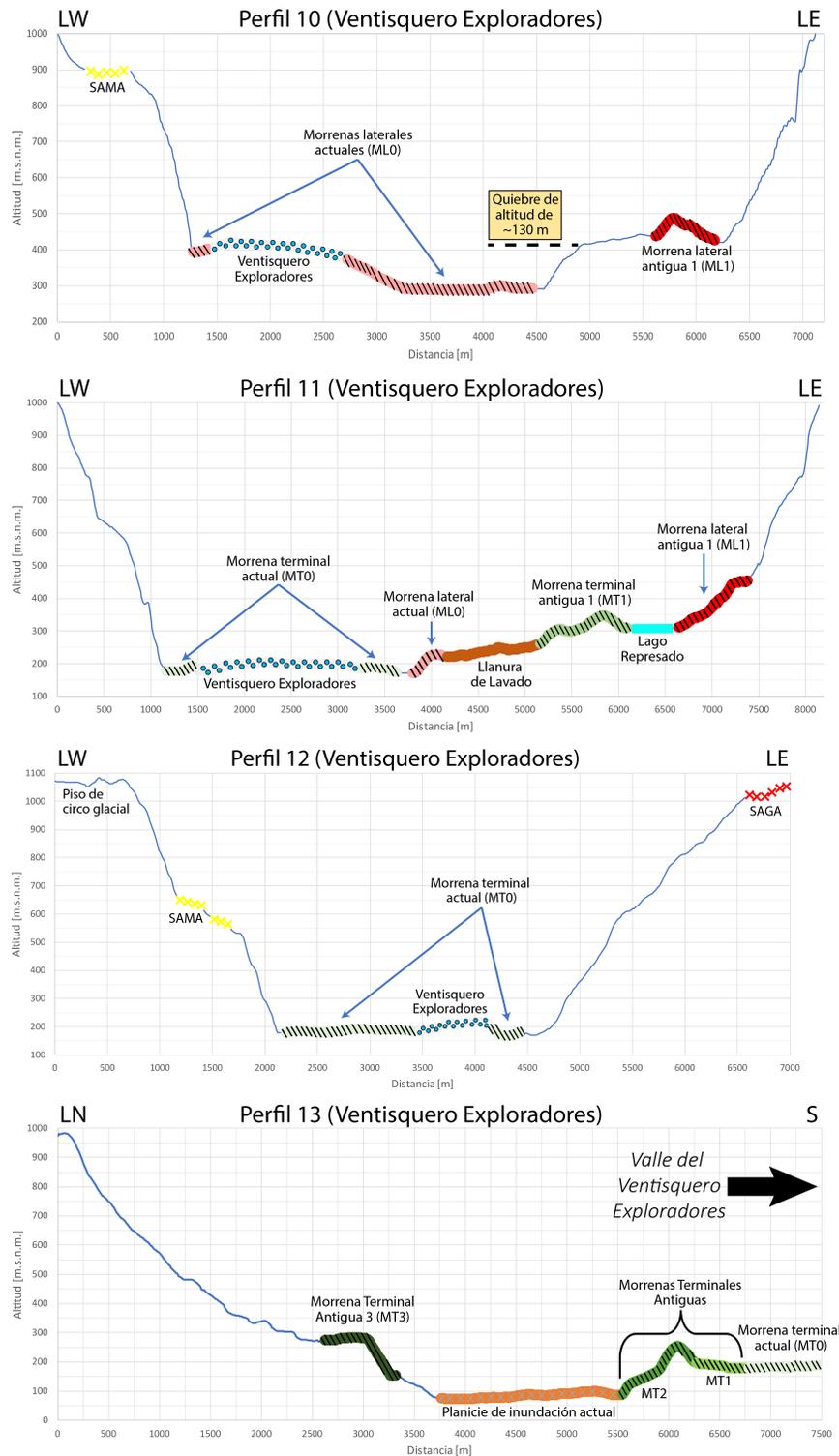


Figura 3.20: Perfiles transversales en el valle del Ventisquero Exploradores y curso alto del valle del Río Exploradores. LW, LE y LN se refieren a ladera oeste, este y norte, respectivamente. Para ubicación de perfiles ver figura 3.19.

Tanto en los valles del Ventisquero Exploradores como en el Río Exploradores se identifican superficies de abrasión glacial de baja pendiente, aunque, debido a la gran cobertura

de vegetación de la zona, su reconocimiento y delimitación se dificulta. En el perfil de thalweg longitudinal al valle del Río Exploradores (Figura 3.21), se identifican dos grupos de superficies de abrasión a diferentes elevaciones. Las superficies de mayor elevación (SAMA) se localizan entre los 500 y 900 m.s.n.m., mientras que las de menor elevación (SABA) se concentran en la confluencia entre el valle donde se encuentra la Laguna Aislada y el valle del Río Exploradores, entre los 200 y 450 m.s.n.m. (ver perfil 12 en figura 3.22). Si se sigue la posición de las SAMA en el perfil de thalweg, se reconoce una tendencia a disminuir en elevación hacia el oeste, es decir, desde la naciente del Ventisquero Exploradores hacia su frente, mientras que en el valle del Río Exploradores no se ve dicha tendencia.

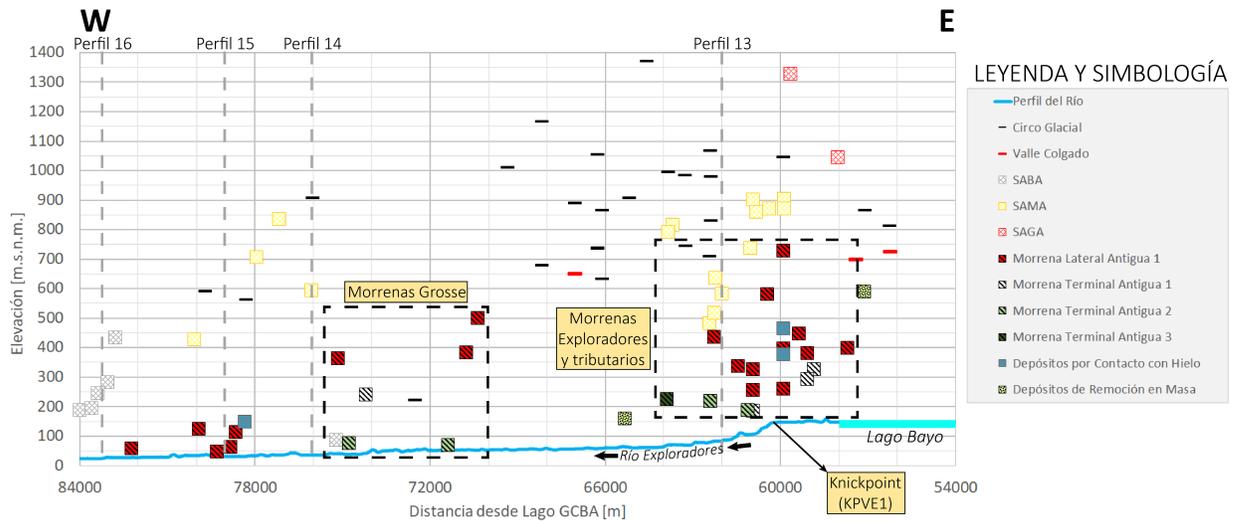


Figura 3.21: Perfil de thalweg con altura promedio de las geoformas reconocidas en el valle del Río Exploradores.

Río abajo de las morrenas del Ventisquero Exploradores, la interpretación de las superficies de abrasión de baja pendiente es menos certera, ya que a partir de este punto existía una serie de lenguas glaciares provenientes de otros valles y que se anexaban al glaciar troncal, entre ellas la lengua del Ventisquero Grosse. Debido a esto, algunas superficies de abrasión pueden corresponder a superficies formadas por un glaciar troncal, mientras que otras pueden haber sido formadas por la acción de glaciares tributarios. El perfil 14, longitudinal al valle del Ventisquero Grosse y perpendicular al valle del Río Exploradores, muestra una de estas superficies de baja pendiente (SAMA) con una elevación de ~600 m.s.n.m. que indicaría la erosión glacial en el valle troncal. Sin embargo, también puede corresponder a una superficie erosionada por el Ventisquero Grosse. En el perfil 16 (Figura 3.22), ubicado en la confluencia del valle del Río Exploradores con el valle donde se encuentra la Laguna Aislada, se pueden ver superficies de abrasión (SABA) generadas sobre sustrato rocoso con una elevación de 200-300 m.s.n.m. Sin embargo, estas superficies pueden representar tanto el fondo del valle del Río Exploradores como de este tributario. Debido a esto, no es posible conocer si este valle tributario se encontraba colgado con respecto al valle del Río Exploradores y cuál era su diferencia de altura en el pasado.

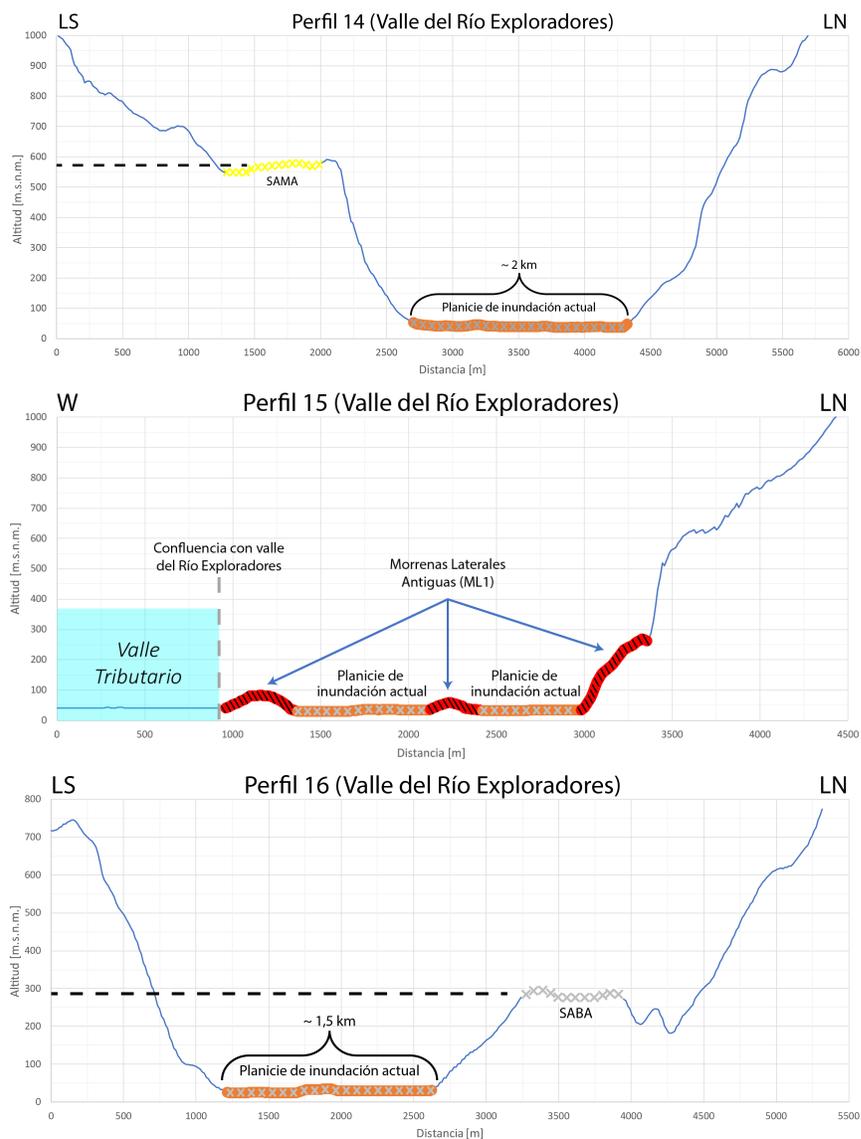


Figura 3.22: Perfiles transversales al valle del Río Exploradores. LS y LN se refieren a ladera sur y norte, respectivamente. Para ubicación de perfiles ver figura 3.19.

Otra característica de gran relevancia en esta zona es la presencia de morrenas que en general se reconocen en los márgenes de los glaciares (Figura 3.19). Varias de estas se pueden identificar con precisión pese a que una parte importante de la zona aún se mantiene bajo cobertura de hielo. En el área del Ventisquero Exploradores se reconocen tres frentes morrénicos (Figura 3.23) constituidos por cordones de morrenas terminales y laterales que corresponden a vestigios de antiguos pulsos de este glaciar (Aniya et al., 2007). En el perfil 13, longitudinal al valle del Ventisquero Exploradores, se puede ver que dos de ellos se ubican frente al margen actual del glaciar (MT1 y MT2) mientras que relictos de un tercero (MT3) se encuentra a aproximadamente 3 km al noroeste en la ladera norte del valle (Aniya et al., 2007). Estos depósitos glaciogénicos han sido estudiados en profundidad por Aniya et al. (2007) y presentan edades ^{14}C para restos de madera, plantas y materia orgánica tan antiguas como 9 ka para el cordón morrénico principal (MT2). La formación de esta promi-

nente morrena terminal habría ocurrido en un período en que el Ventisquero Exploradores se mantuvo relativamente estático y el valle del Río Exploradores se encontraba parcialmente cubierto por glaciares. Aniya et al. (2007) no tienen certeza sobre la edad a la que se formó el depósito de mayor antigüedad (MT3), mientras que el más joven (MT1) correspondería a eventos glaciares menores que ocurrieron desde la Pequeña Edad de Hielo, es decir, en los últimos 200 años. En el área del Ventisquero Grosse se reconocen dos frentes morrénicos. El más antiguo (MT2) corresponde a un depósito poco prominente de unos 50 m de alto que se dispone en la planicie glaciofluvial del valle del Río Exploradores. El frente más reciente (MT1 y ML1) se encuentra separado del Ventisquero Grosse por un lago proglacial represado por este depósito. La elevación de estas morrenas del Ventisquero Grosse en el perfil de thalweg (Figura 3.21) es comparable con la de las morrenas del Ventisquero Exploradores, por lo que incluso pueden corresponder a un mismo evento glacial, pero no se tienen dataciones que permitan comprobar esto. Además, se reconocen morrenas laterales en los valles de los ventisqueros Grosse y Exploradores y sus tributarios (ML1 en figura 3.23). En los perfiles 10, 11 y 12, transversales al valle del Ventisquero Exploradores, se ve que estas geoformas se caracterizan por presentar un desnivel con respecto al fondo del valle, que generalmente es acompañada por una superficie plana colgada, ubicada entre la ladera del valle y la cima de la morrena lateral.

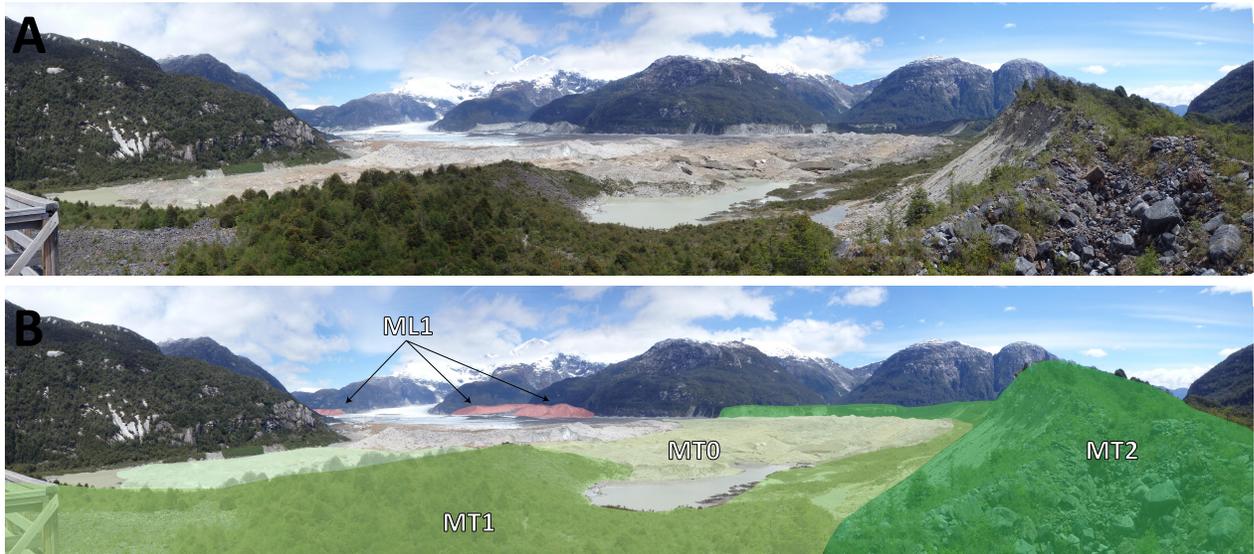


Figura 3.23: Fotografía con vista panorámica del valle del Ventisquero Exploradores. A, vista hacia el sur en dirección al valle del Ventisquero Exploradores. La fotografía se tomó desde el extremo oriental de MT2 ($73^{\circ}9'33.94''W$ y $46^{\circ}29'58.14''S$). Créditos al Dr. Joseph Martinod. B, misma fotografía con formas de deposición glacial que se reconocen. Se identifican dos frentes morrénicos antiguos de este glaciar (MT1 y MT2) y el frente actual (MT0), además de morrenas laterales (ML1) en laderas del valle del ventisquero y sus tributarios.

Río abajo de la confluencia entre los valles del Río Exploradores y Ventisquero Grosse, los depósitos glaciogénicos de mayor relevancia se presentan como crestas alargadas que se disponen sobre la planicie de inundación de forma longitudinal al valle donde están localizadas. Glasser, Jansson, Harrison, y Rivera (2005) clasificaron algunos de estos depósitos

como crestas morrénicas, mientras que otros han sido identificados en este estudio mediante el cambio que producen en un relieve sumamente homogéneo como el de la planicie de inundación. En el perfil 15 (Figura 3.22), trazado de forma longitudinal al valle inmediatamente al oeste del valle del Glaciar Grosse, se observan tres geoformas de este tipo que de oeste a este presentan una diferencia de altura aproximada de 50, 30 y 100 m con la planicie de inundación. El primero se ubica en la confluencia de este valle tributario con el valle del Río Exploradores y posiblemente corresponde al remanente de una morrena lateral que se extendía hasta al menos unos 2 km río abajo, donde existe otro de estos depósitos sobre la misma ladera. El tercero, en cambio, se dispone en la ladera norte del valle del Río Exploradores y represa en forma parcial la Laguna Aislada (Figura 3.19). La generación de estos depósitos posiblemente significó el represamiento de cuerpos de agua que se formaron en ambos valles tributarios en el pasado.

3.3.2. Formas paraglaciales

Factores como un aumento en temperaturas, disminución en precipitaciones, calentamiento global, fluctuaciones en la línea de equilibrio y fraccionamiento glaciares son causantes de que los glaciares de la zona se encuentren en continuo retroceso (Mardones et al., 2018). Esta deglaciación queda evidenciada por lagos proglaciares que generalmente rellenan depresiones de circos glaciares en las zonas más elevadas, además de morrenas terminales y laterales (MT0 y ML0, respectivamente) que se forman en la actualidad en los márgenes de glaciares ya retrocedidos (Figura 3.19).

En esta sección del SVTBE, las morrenas laterales suelen ser anchas y en sus cimas forman superficies de baja inclinación que representan una terraza kame o llanura de lavado generada por escorrentía superficial. Además, con el retroceso de los glaciares ocurrió un abandono de frentes morrénicos antiguos. En algunos casos este proceso pudo promover la formación de lagos represados por el relieve de dichos depósitos. En el perfil 11 (Figura 3.20) se evidencia el control que tienen las morrenas marginales de un valle tributario al del Ventisquero Exploradores sobre los flujos de aguas superficiales, constituyendo una represa natural que posibilita la formación de un lago proglaciar. Esto se replica en otros valles tributarios al valle del Ventisquero Exploradores y en el frente en retroceso de esta lengua glaciaria, además del valle del Ventisquero Grosse y valle de la Laguna Aislada, entre otros (Figura 3.19). Por otro lado, varias de las crestas (ML1) que se disponen en confluencias entre el valle del Río Exploradores y sus tributarios desvían el curso natural de ríos e incluso represan de forma parcial cuerpos de agua. Un caso similar ocurre con la MT2 del Ventisquero Exploradores. En el perfil de thalweg longitudinal al Río Exploradores (Figura 3.21), se ve que unos 3 km río abajo del Lago Bayo existe un knickpoint (*knickpoint Ventisquero Exploradores 1*, KPVE1) que coincide con un estrechamiento del valle donde se dispone MT2 (Figura 3.19), sugiriendo un grado de control en el desagüe del Lago Bayo.

Los depósitos paraglaciales de mayor relevancia de la zona han sido asociados a procesos de estabilización de laderas. Depósitos coluviales son reconocidos principalmente en laderas de valles tributarios al valle del Ventisquero Exploradores. Estos tendrían su origen en una caída y desprendimiento de rocas promovido por las elevadas pendientes que tienen las laderas de estos valles (30° o más) y un ajuste de ellas a condiciones deglaciadas. Sumado a esto, se reconocen depósitos de remoción en masa cuya generación de igual manera se encontraría promovida por las condiciones anteriormente mencionadas. El más extenso de estos depósitos

se localiza contiguo al relicto de la morrena terminal asociada al frente más antiguo del Ventisquero Exploradores (MT3).

Contrario a lo observado en los valles de los ríos Tranquilo y Bayo, en el valle del Río Exploradores no fue posible reconocer abanicos aluviales. Esto debido a que las cuencas tributarias no suelen presentar quiebres de altitud significativos con el valle troncal y por tanto no se ven cambios de pendiente que permitan delimitar dichas geoformas. Sumado a esto, gran parte del valle se encuentra cubierto por una densa vegetación, lo cual dificulta aún más un correcto reconocimiento y delimitación de estas geoformas. Por otra parte, los depósitos coluviales y remociones en masa que se reconocen en el valle del Río Exploradores son escasos y presentan una baja extensión, por lo que la influencia que tienen en el control del drenaje y relieve es baja. En consecuencia, la planicie de inundación en el valle del Río Exploradores no se encuentra segmentada ni presenta estrechamientos importantes, a diferencia de los valles de los ríos Tranquilo y Bayo, donde esta se muestra discontinua e interrumpida por la influencia de procesos paraglaciales. Así, la planicie de inundación o llanura glaciofluvial del valle del Río Exploradores constituye una zona altamente vegetada, continua y prácticamente plana, con una inclinación menor a 1° y un ancho que varía entre 1 y 3 km.

Capítulo 4

Análisis y Discusiones

4.1. Interpretación preliminar de la geomorfología del Valle del Río Exploradores

Consideramos un modelo de lenguas divergentes que cubrieron el SVTBE: una occidental, hacia los fiordos del Océano Pacífico y otra oriental hacia las ensenadas de los grandes lagos proglaciares localizados al oriente de la Cordillera patagónica.

El segmento occidental del SVTBE era ocupado por una lengua glacial que nació de la separación del sistema de lenguas Exploradores y tenía una deriva hacia el oeste en dirección a Bahía Exploradores en los fiordos. La existencia de esta lengua glacial que ocupaba el valle del Río Exploradores queda evidenciada mayormente por la marcada forma en U del valle en sección transversal, ancho de 1-2 km y laderas de alta pendiente, características que describen una garganta glacial evolucionada (Munro-Stasiuk et al., 2013). Otras evidencias de esto son superficies aborregadas de baja pendiente y formas de depositación glacial como morrenas (Figura 3.19).

Si consideramos el modelo de Munro-Stasiuk et al. (2013) para la evolución de gargantas glaciares, el valle del Río Exploradores correspondería a la más evolucionada, sugiriendo que se habría formado por erosión de un glaciar probablemente durante más de un evento de glaciación. Además, el ancho del valle indica que este glaciar tenía un tamaño notablemente mayor a la lengua glacial con dirección al este (Bennett y Glasser, 2011). Por otro lado, el valle del Río Exploradores no presenta knickpoints río abajo del Lago Bayo (KPVE1) (Figura 3.21), indicando que luego del retroceso de los hielos, los procesos paraglaciales han estado activos durante un tiempo suficiente como para estabilizar este thalweg.

Es difícil estimar la magnitud del glaciar que cubría estos valles, por lo que suele ocuparse la altura de superficies erosionadas por los glaciares en las laderas de los valles para estimar de manera preliminar su mínima altura con respecto a los fondos de los valles y, en definitiva, su espesor mínimo de hielo.

Las superficies de abrasión de baja pendiente formadas por la lengua glacial occidental están a elevaciones entre los 200-900 m.s.n.m. Las superficies de mediana altura (SAMA) que se reconocen en el valle del Ventisquero Exploradores y sus tributarios presentan elevaciones de 850-900 m.s.n.m. cerca de la naciente del hielo, y disminuyen hielo abajo hasta los 500-600 m.s.n.m. en su frente. Interpretamos que estas SAMA se formaron por erosión en los márgenes de un glaciar más elevado que el actual, lo que sugiere la existencia de un valle colgado que representa un estadio glacial más antiguo de este sistema de lenguas glaciares. Río abajo, las

superficies de baja altitud (SABA) que se reconocen son escasas y sólo se encuentran en la confluencia entre el valle de la Laguna Aislada y el valle del Río Exploradores a alturas de 200-300 m.s.n.m. Debido a que se encuentran sobre sustrato rocoso y en medio del valle, es probable que representen la base de un glaciar en torno a los 200 m.s.n.m. La diferencia de elevaciones entre estas SABA y la SAMA más cercana y de menor elevación en el valle del Río Exploradores (~ 600 m.s.n.m.) permite estimar un espesor mínimo de hielo de 400 m para esta lengua. Aun así, es factible que este espesor de hielo que haya sido notablemente mayor si se toman en cuenta las SAMA más elevadas (~ 800 m.s.n.m.), o aún más si se considera que las SABA pudieron ser formadas por la lengua que descendía del valle de la Laguna Aislada y no necesariamente representan la base del glaciar troncal. Incluso, esta base puede encontrarse bajo cobertura de sedimentos de la planicie de inundación actual, llevando a subestimar aún más este espesor de hielo. Estas evidencias dan cuenta del gran tamaño que tenía la lengua glaciar occidental durante estadios glaciares pasados.

Las formas de depositación glacial que se reconocen en el valle del Río Exploradores corresponden crestas elongadas dispuestas de forma longitudinal a la llanura fluvio-glacial que cubre su fondo (ver ML1 en figura 3.19). Interpretamos que los depósitos dispuestos directamente a los pies de las laderas del valle serían relictos de morrenas laterales formadas en la zona de ablación de un glaciar troncal. Algunas de estas crestas se disponen en medio de la planicie de inundación, por lo que se pueden interpretar como morrenas centrales formadas por la unión de dos o más lenguas glaciares, aunque no se descarta una formación por un flujo de agua de deshielo vía englaciar, en cuyo caso corresponderían a eskeres. Sin embargo, un estudio por medio de imágenes satelitales no permite diferenciar entre un depósito y otro, y sólo se podría verificar con una caracterización de su estratigrafía. Por ejemplo, un esker estaría compuesto por capas de grava y arena usualmente bien redondeada, y presentaría una imbricación de los clastos en el sentido del flujo de agua (Bennett y Glasser, 2011). Una morrena, en cambio, estaría compuesto por till depositado de forma más caótica.

De cualquier forma, los depósitos glaciogénicos de la lengua glaciar occidental no indicarían una posición máxima del hielo, sino que representan depósitos formados en la zona de ablación, y por tanto el frente del glaciar estaría río abajo. Aunque no se conoce la edad de estos depósitos, su posición río abajo de los frentes morrénicos Exploradores y Grosse indican que son necesariamente más antiguos que ellos. La edad radiocarbono más antigua para la morrena terminal principal del Ventisquero Exploradores (MT2) es de aproximadamente 9 ka (Aniya et al., 2007). En este valle no existen registros de edades más antiguas, lo que hace imposible estimar la posición del hielo antes de los 9 ka y, en consecuencia, sugerimos que la edad máxima para las morrenas río abajo de MT2 es menor a la edad para el inicio del retroceso glaciar en el extremo occidental del continente (~ 17 ka) (Mendelova et al., 2017). Lo anterior nos permite constreñir la edad de formación de estas morrenas entre 17 y 9 ka.

Es probable que estas morrenas tuvieran tamaños notablemente mayores a los actuales y fueran capaces de formar lagos represados en valles tributarios como el de la Laguna Aislada e incluso en el mismo valle troncal. El posterior colapso de estas represas habría significado una liberación rápida de agua cuya influencia en el control del paisaje de este valle aún no ha sido estudiada. Sin embargo, estudios recientes en el SVTBE (Aniya, Dussillant-Jones, O’Kuinghttons, Barcaza, y Bravo, 2020; Bañales-Seguel et al., 2020) dan cuenta de la existencia de eventos de vaciamiento de cuerpos de agua provocados por un colapso de represas, por lo que posiblemente la estratigrafía y sedimentología de la planicie de inundación del Río Exploradores y del fan delta localizado en Bahía Exploradores registren eventos más antiguos y de mayor magnitud, tal como sugieren los registros sedimentarios en el valle del

Río Baker (Benito y Thorndycraft, 2020; Benito et al., 2021).

4.2. Cobertura glacial al interior del SVTBE

Considerando el modelo de lenguas divergentes que atraviesan la Cordillera Patagónica, el valle que se extiende desde el Ventisquero Exploradores hasta el sector de Puerto Tranquilo en el Lago GCBA era cubierto por la lengua oriental.

Aunque resulta difícil tener certeza del tamaño de estas lenguas, se infiere que la lengua con deriva hacia el este en dirección al Lago GCBA presentaba un volumen de hielo menor que la lengua occidental, ya que el valle del Río Bayo constituye una garganta glacial notoriamente más estrecha y menos evolucionada en sección transversal que los valles del Río Exploradores y Ventisquero Exploradores, que representa una garganta glacial muy desarrollada formada por una lengua con deriva al oeste en dirección a Bahía Exploradores (Bennett y Glasser, 2011; Munro-Stasiuk et al., 2013).

En el curso bajo del valle del Río Bayo, la dirección de deriva de esta lengua queda en evidencia por la presencia de geoformas aborregadas. Aproximadamente 6 km río arriba del Lago Bayo se reconoce una geoforma similar a una roca aborregada (Figura 3.13). Un perfil longitudinal de esta geoforma muestra que tiene una baja pendiente en la cara hielo arriba, donde habría predominado una abrasión y pulido de la roca, mientras que en la cara hielo abajo la pendiente es mayor, donde habría predominado un arranque de la roca. Interpretamos esta forma glacial como una roca aborregada gigante, e indica que el glaciar que la formó tenía una deriva hacia la cara donde predomina un arranque de la roca, es decir, hacia el este (Bennett y Glasser, 2011; Munro-Stasiuk et al., 2013). Esto confirma lo señalado por varios autores sobre la dirección del glaciar hacia el este, que formó el valle del Río Bayo y Tranquilo. Cabe destacar, que en la parte superior de esta geoforma deberían existir formas de erosión glacial de mediana escala como rocas aborregadas y espaldas de ballena, que análogamente sugieran direcciones de hielo (Bennett y Glasser, 2011), aunque su escala es inferior a lo que permite un estudio por medio de imágenes satelitales.

Variaciones morfométricas del valle, en particular su ancho y pendiente del thalweg, podrían indicar variaciones en la resistencia del sustrato rocoso a ser erosionado. Interpretamos que la diferencia entre el segmento río abajo con el segmento ubicado río arriba del knickpoint KPRB1 estaría condicionada por un cambio litológico, donde el Batolito Patagónico representa una roca con una mayor resistencia a la erosión glacial que el basamento metamórfico, que se encuentra valle arriba de este knickpoint. Una alta resistencia de la roca a la erosión glacial en este segmento está de acuerdo con la presencia de una garganta glacial más estrecha y menos evolucionada que representa el segmento limitado por knickpoints (*knickzone*) en el batolito. Este segmento se caracteriza por ser un valle en U notablemente más estrecho y menos marcado que río arriba y abajo de los knickpoints que lo delimitan (KPRB1 y KPRB2, respectivamente). Además, esta *knickzone* coincide con la sección con el mayor gradiente en el SVTBE.

Diferencias en el tiempo en que los diferentes segmentos estuvieron bajo la actividad glacial y de la magnitud de los glaciares, generan tasas diferentes de erosión para distintos segmentos modificando las formas de los valles (Munro-Stasiuk et al., 2013). En efecto, valle abajo del KPRB2 el valle está excavado en el batolito al igual que la *knickzone*, por lo que el cambio se debería a la capacidad del glaciar para erosionar y no del tipo de sustrato. Lo

anterior podría deberse a un retroceso lento y posiblemente con reavances en la knickzone, generando una sección más empinada, estrecha y heterogénea en el segmento limitado por knickpoints. Análogamente, río abajo del KPRB2 el valle es más ancho y profundo, lo que da cuenta de un glaciar de mayor tamaño que se mantuvo en una posición cercana al Lago Bayo generando una sección sobre-excavada del valle que se ensancha hacia el Ventisquero Exploradores.

En un valle tributario del curso alto del valle del Río Bayo se reconocen lineamientos en roca interpretados como rocas aborregadas (Figura 3.9). Estas geoformas se habrían generado por un pulido de la roca hielo arriba y arranque hielo abajo (Bennett y Glasser, 2011; Munro-Stasiuk et al., 2013), y evidencian un glaciar que descendía por este valle hacia el sureste. Esta lengua tributaria probablemente se amalgamaba con la lengua troncal y, en conjunto, se dirigían hacia el este por el valle del Río Bayo. Por otro lado, en esta confluencia se ve que el valle troncal presenta características que sugieren una mayor erosión glacial (valle en U más marcado y amplio). Interpretamos que esto se debe a la presencia de capas de roca con una disposición similar a este valle tributario (NW-SE), correspondientes a zonas de debilidad que promovieron la erosión de la roca en este punto donde confluían dos lenguas glaciares. Asimismo, la formación de rocas aborregadas en este valle tributario puede deberse a tales características. En contraste, unos 3 km al este de esta confluencia el valle se estrecha nuevamente, lo que se explica por una mayor resistencia de la roca a erosión glacial, ya que en este punto la disposición de las capas es prácticamente perpendicular a la dirección inferida del movimiento.

Entre este estrechamiento y el margen oriental del valle del Río Tranquilo aumenta notablemente la presencia de superficies de abrasión de baja pendiente interpretadas como un producto de la erosión de la lengua glaciar oriental durante su deriva. Las con altitudes más bajas (SABA) se encuentran cercanas al fondo del valle y podrían haber sido generadas por la base de un glaciar. Por otro lado, las de mediana altitud (SAMA) se encuentran en las laderas del valle a elevaciones mayores, por lo que posiblemente fueron generadas por las partes laterales de un glaciar e indican la altura mínima hasta donde el glaciar fue competente para erosionar. Para el caso de las SAGA, se dificulta la interpretación sobre su formación debido a que estas presentan una distribución más aleatoria que SABA y SAMA.

La altitud de las SAMA sugiere que el glaciar troncal tenía una elevación de al menos 800 m.s.n.m. cerca del Portezuelo Bayo y descendía hasta los 500 m.s.n.m. en las cercanías del Lago GCBA. La diferencia de altura entre SAMA y SABA indica que esta lengua tenía una potencia de hielo de al menos 300 m. Sin embargo, gran parte de las SABA que se reconocen cerca del Portezuelo Bayo se encuentran cerca de la confluencia entre el valle del Río Norte y el valle del Río Bayo. En ese sentido, estas SABA pueden representar la base del glaciar que descendía por el valle del Río Norte y no necesariamente superficies de abrasión glacial generadas por el glaciar troncal. Por tanto, si se consideran como la base del glaciar las SABA de menor elevación (360-380 m.s.n.m.) que se reconocen cerca del Portezuelo Bayo, el espesor de hielo para esta lengua habría sido de al menos 400 m. Cabe destacar que esta potencia de hielo debe considerarse como un mínimo, ya que las SAMA representan los márgenes del glaciar y no necesariamente su superficie, por tanto, no se descarta que la potencia del glaciar haya sido incluso cientos de metros mayor a este valor.

Otra posible interpretación de las SAMA es que representan superficies de abrasión de la base de un glaciar troncal formadas durante un avance glaciar más antiguo que las SABA. Esta interpretación pone en evidencia que existieron al menos dos eventos glaciales de gran

envergadura que modelaron los valles. Si bien esta interpretación no permite estimar espesores de hielo, da cuenta de un avance glaciario antiguo en que los hielos se encontraban como mínimo 400-500 m por sobre el valle actual.

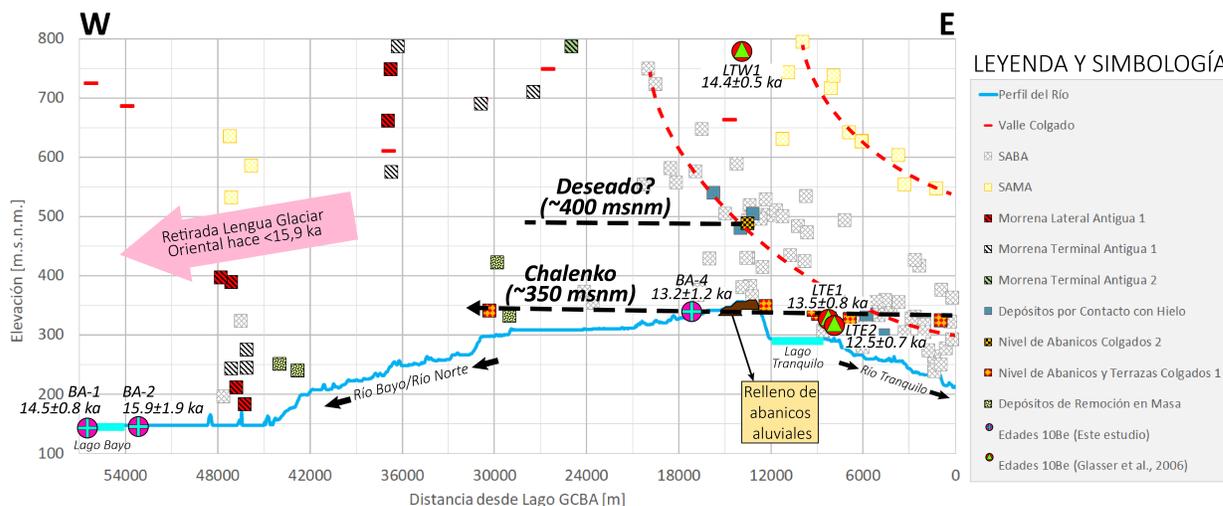


Figura 4.1: Perfil de thalweg de los valles de los ríos Tranquilo y Bayo con interpretaciones de edades y geomorfología.

4.3. Retirada glacial al interior del SVTBE

Un estudio realizado por Davies et al. (2020), que recopila datos de edades en Patagonia obtenidas a través de distintos métodos de datación, permite hacer una reconstrucción aproximada de los márgenes de los hielos durante los últimos 35 ka. Estos registros sugieren que el SVTBE era ocupado en su totalidad por un glaciario troncal que cubría el área entre Bahía Exploradores y Puerto Tranquilo, el cual se mantiene en el valle al menos hasta 15 ka. Sin embargo, estos autores indican que durante el periodo comprendido entre 20-15 ka, los límites de los hielos en el SVTBE presentan una baja fiabilidad. Esto nos lleva a considerar el inicio de la retirada generalizada de los hielos a nivel regional como la edad máxima para inicio del retroceso glaciario en el SVTBE. Respecto a la temporalidad de esta cobertura de hielo, edades radiocarbono para morrenas ubicadas en la Península de Taitao, unos 65 km al suroeste del margen occidental del SVTBE, indican que la retirada del hielo en esa área ocurre como máximo hace $17,4 \pm 0,2$ cal ka BP (Mendelova et al., 2017), lo que está de acuerdo con un inicio de la deglaciación posterior a 17,3 ka para los CHN propuesta por Davies et al. (2020). Estas evidencias indican que el SVTBE se encontraba cubierto de hielo en su totalidad al menos hasta 17,3 ka.

Las dataciones a través del método de ^{10}Be cosmogénico realizadas en este estudio entregan información clave para constreñir la edad en que se retiraron los glaciares. Las edades de exposición a la radiación cósmica determinadas en este estudio en base a la concentración de ^{10}Be , se encuentran en el rango entre 16 y 13 ka. Lo anterior coincide con varios autores que han registrado para el fin del Pleistoceno un contexto en que las masas de hielo retrocedían de forma sostenida luego del término del UMG local.

Por un lado, las muestras BA-1 y BA-2 en el sector del Lago Bayo (Figura 3.11), con edades de $14,5 \pm 0,8$ ka y $15,9 \pm 1,9$ ka, respectivamente, representan la edad mínima a la

que se retiran los hielos que ocupaba el valle hasta esas posiciones. Como se menciona en la sección 3.2.1, estas edades deben tomarse con cautela y considerarse como una edad mínima de la retirada de los hielos, debido al posible enterramiento o cobertura por cuerpos de agua capaces de generar una atenuación de la exposición y acumulación de ^{10}Be en las superficies muestreadas. En particular, la muestra BA-1 se encuentra en la orilla del Lago Bayo, por lo que es más probable que haya sido afectada por un cuerpo de agua más elevado y sedimentos que la cubrieron. Además, el cálculo del apantallamiento y posible desprendimiento de bloques más antiguos representan focos de incerteza de BA-1. Por esto, consideramos que la muestra BA-2 representa de mejor manera la retirada del hielo en este punto del valle, e indica que el margen oriental del SVTBE se descubre de hielo como mínimo hace 15,9 ka (BA-2).

Las formas glaciares datadas más cerca de estas edades corresponden a las morrenas terminales del Ventisquero Exploradores y fueron realizadas por Aniya et al. (2007). En particular, la morrena terminal principal (MT2) presenta edades radiocarbono para restos de madera tan antiguas como 9 ka. Interpretamos esta edad como la mínima edad de formación para MT2, aunque no se conoce su máxima edad de formación, ya que no existen dataciones para frentes morrénicos más antiguos. La edad de BA-2 sugiere que los hielos del Ventisquero Exploradores que formaban la lengua glaciar oriental se habían mantenido en una posición cercana a la actual al menos hacia los 15,9 ka. Es probable que la lengua glaciar occidental tuviera un retroceso similar a la oriental y que se mantuviera en una posición cercana a la actual desde el fin del Pleistoceno. En ese sentido, la morrena terminal más antigua del Ventisquero Exploradores (MT3), ubicada tan sólo 3 km río abajo del frente actual del ventisquero, sería clave para constreñir la máxima edad de formación de MT2, y con ello determinar la posición de la lengua glaciar occidental durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano. Debido a esto, recalcamos la necesidad de realizar nuevas dataciones utilizando métodos de exposición como el de ^{10}Be que permitan establecer una comparativa entre MT2 y MT3.

Por otro lado, la muestra BA-4, obtenida 4 km al oeste del Portezuelo Bayo, presenta una edad de $13,2 \pm 1,2$ ka, similar a las edades de exposición a ^{10}Be cosmogénico obtenidas en el margen oriental del Lago Tranquilo por Glasser et al. (2006) (ver LTE1 y LTE2 en figuras 3.2 y 3.18, y tabla C.3), lo que sugiere que datan un mismo evento de exposición. En la literatura estas edades habían sido interpretadas considerando dos posibilidades: que marquen la edad de retroceso de los glaciares en el valle del Río Tranquilo, según Glasser et al. (2006), y la reinterpretación que realizan Thorndycraft et al. (2019), argumentando que más bien datan la exposición de la superficie luego del descenso de un lago que ocupaba el valle cuando aún no se activaba el drenaje hacia el Océano Pacífico por el Río Baker, exposición que puede haber ocurrido varios miles de años después del repliegue hacia el oeste del glaciar.

Todas las evidencias sugieren que la lengua glaciar oriental, que ocupaba el área desde el Lago Bayo al este, con deriva en dirección al Lago GCBA, se retira del lugar como mínimo hace 15,9 ka (BA-2), aunque esto pudo ocurrir incluso a los 16-17 ka. Con esta interpretación, no es factible que la edad de los bloques erráticos datados por Glasser et al. (2006) marquen la edad de retirada de los hielos en el sector del Lago Tranquilo, puesto que el glaciar ya había retrocedido hasta el sector del Lago Bayo a los ~ 16 ka. Luego, estamos en presencia de edades que están controladas por procesos paraglaciales y, en particular, por fluctuaciones del nivel de los lagos proglaciares generadas durante el retroceso de los glaciares. Dado lo anterior, es muy probable que el segmento superior del valle del Río Bayo y el valle del Río Tranquilo estuvieran descubiertos de hielo mucho antes que el Valle del Río Exploradores y

el segmento inferior del Río Bayo, donde se ubica el Lago Bayo.

De todas formas, un retroceso rápido de los glaciares no puede ser descartado en este contexto, ya que la interacción de lagos proglaciares acelera el retroceso de los glaciares. La formación de lagos proglaciares es capaz de acelerar el retroceso de los glaciares debido al desprendimiento de hielo (*calving glacier*) que generan. Como indican Hanson y Hooke (2000), al incrementar la profundidad del agua lo hace también la pendiente de las caras de los glaciares, haciéndolas inestables. Esto, en conjunto con un mayor agrietamiento de sus bases, favorece el desprendimiento de fragmentos de hielo y el retroceso de los glaciares. Así, la generación de cuerpos de agua represados en el segmento oriental del SVTBE o incluso una transgresión marina en el margen occidental de este sistema de valles pudo ser capaz de producir un retroceso acelerado de los hielos que perduraban hacia el oeste. Sin embargo, no existen evidencias suficientes que sustenten la presencia de cuerpos de agua con estas características. Aun así, su existencia no se descarta.

4.4. El SVTBE como desagüe del Lago General Carrera-Buenos Aires

En este estudio se identifican abanicos que son interpretados como depósitos formados durante la existencia de dos paleoniveles de lago en el SVTBE. Aquellos agrupados en Al2 con una elevación promedio de unos 490 m.s.n.m. son correlacionables con las terrazas agrupadas por Martinod et al. (2016) dentro del nivel T2 del Lago GCBA, que se encuentran en un rango entre los 400 y 450 m.s.n.m., ya que su mínima elevación es de unos 460 m.s.n.m. y está dentro del rango de altitudes de estos depósitos. Esto significa que su formación habría ocurrido cuando gran parte del Lago GCBA estaba descubierto de hielo y se encontraba en su paleonivel Deseado (~ 400 m.s.n.m.), y además sugiere que durante ese período ($<16-14,2$ ka en Thorndyrcraft et al. (2019)) el valle del Río Tranquilo estaba despejado de hielo, pero probablemente cubierto por lagos (Figura 4.1).

La formación del nivel Al2 conectado a un paleonivel del Lago GCBA parece plausible, sin embargo, el abanico que se reconoce presenta una limitada extensión lateral, menor a 1 km, y no tiene continuidad en el valle del Río Tranquilo. Sumado a esto, el escaso número de registros de T2 en el margen occidental del Lago General Carrera dificulta la correlación de Al2 con ellos, lo que hace poco factible comprobar su origen en un lago conectado con un paleonivel del Lago GCBA unos ~ 200 m superior al nivel actual. En consecuencia, no se puede descartar que Al2 se haya originado en un lago represado por un glaciar que ocupaba el SVTBE y que su extensión se encontrara limitada por estos cuerpos de hielo, como se propone para las terrazas T3 y T4 del Lago GCBA (Bourgeois et al., 2016a, 2016b; Martinod et al., 2016).

El nivel de abanicos y terrazas de menor elevación (Al1) se reconoce en los valles de los ríos Tranquilo y Bayo en su curso alto a 320-350 m.s.n.m. Interpretamos que la formación de estas geoformas estaría dada por la estabilización de un cuerpo de agua en el SVTBE en torno a esos niveles. La distribución de estas geoformas sugiere que dicha estabilización se mantiene por lo menos hasta la zona del Río Bayo donde existe un cambio de pendiente abrupto, formando un knickpoint (KPRB1) 18 km al oeste del Portezuelo Bayo (Figuras 2.6 y 3.7). Además, la elevación del nivel Al1 coincide, a grandes rasgos, con las del nivel de terrazas T1 en los márgenes del Lago GCBA, lo que sugiere una formación conectada

a un paleonivel de este lago. Distintos autores (Glasser et al., 2016; Martinod et al., 2016; Thorndyrcraft et al., 2019) sugieren la formación de un gran lago que conecta las cuencas de los lagos GCBA y CP, denominado Lago Chalenko, cuyo nivel se estabiliza en torno a los 350 m.s.n.m. y es evidenciado por una serie de depósitos y planicies en ambas cuencas de drenaje coincidentes con el nivel T1 (Turner et al., 2005).

Como se vio anteriormente, las edades ^{10}Be en el Lago Bayo aportadas en este trabajo sugieren que la retirada glaciaria en el SVTBE ocurre aproximadamente entre los 16-14 ka (BA-2), al menos para la lengua glaciaria oriental con dirección hacia el Lago GCBA (Figura 4.1). Por otro lado, la edad de exposición obtenida en esta memoria cerca del Portezuelo Bayo presenta valores similares a las edades obtenidas por Glasser et al. (2006) en el margen oriental del Lago Tranquilo, por lo que interpretamos que datan un mismo evento de exposición. Considerando que estas tres edades se encuentran bajo un nivel Chalenko (Ver LTE1, LTE2 y BA-4 en figura 4.1. LTE1: 336 m.s.n.m.; LTE2: 317 m.s.n.m.; BA-4: 341 m.s.n.m.), proponemos que datan la exposición de la superficie hace 13,5-12,5 ka luego de un descenso de aguas que constituyeron el Lago Chalenko, y posiblemente el Lago Deseado previamente. Esto concuerda con la interpretación de Thorndyrcraft et al. (2019) para las muestras de Glasser et al. (2006) e indica que a través del SVTBE pudo desaguar un precursor del Lago GCBA hacia el Océano Pacífico entre los 16-12,5 ka. Además, la existencia de Al1 a un nivel correlacionable con el nivel Chalenko (350 m.s.n.m.) y Al2 correlacionable con el nivel Deseado (400 m.s.n.m.), nos entrega más evidencias de una ocupación de parte del SVTBE por estos cuerpos de agua. La edad máxima de formación de estos abanicos aluviales (Al2 y Al1) se puede constreñir usando de referencia la edad del repliegue de la lengua glaciaria oriental hacia el Lago Bayo (BA-2, $15,9 \pm 1,9$ ka). Mientras que la mínima edad de formación corresponde a la edad de exposición más reciente en el valle del Río Tranquilo (LTE2, $12,5 \pm 0,7$ ka).

Lo anterior está en acuerdo con el modelo bayesiano propuesto por Thorndyrcraft et al. (2019), que considera una etapa en la cual el SVTBE fue un desagüe del Lago Chalenko entre los 14,4-12,6 ka. Sin embargo, se debe explorar la posibilidad de que hacia el oeste el valle continuara parcialmente bloqueado por glaciares, considerando una escorrentía vía supraglaciaria o subglaciaria.

Posterior a $12,5 \pm 0,7$ ka (LTE2) ocurre el abandono definitivo de estos niveles lacustres en el SVTBE y con ello la exposición de las superficies a la radiación cósmica. Thorndyrcraft et al. (2019) atribuyen la desactivación del desagüe por el SVTBE a una disminución del nivel del Lago GCBA desde los 350 (nivel Chalenko) hacia los 260 m.s.n.m. (nivel sub-Bayo) ocasionado por la apertura del drenaje por el Río Baker entre 12,6 y 11,7 ka. Sin embargo, una serie de incongruencias han sido señaladas en la literatura por distintos autores en torno a esta interpretación. En particular, Bell (2008) critica el modelo de Turner et al. (2005) para la evolución del Lago GCBA, que es uno de los pilares fundamentales del modelo bayesiano de Thorndyrcraft et al. (2019). Este autor señala que una apertura hacia el sur por el Río Baker hace aproximadamente 12 ka, significaría que el nivel T1, que es la terraza más desarrollada en los márgenes del Lago GCBA, representaría una estabilización en torno a los 350 m.s.n.m. durante un período de tan sólo 2-3 ka (nivel Chalenko). Sin embargo, en la literatura reciente el nivel de terrazas T1 ha sido datado y sus rangos de edades están entre la edad de las morrenas en el Lago Bertrand (14,2 ka), que corresponden a la máxima edad para la conexión entre la cuenca norte y sur, y con ello la formación del Lago Chalenko (Thorndyrcraft et al., 2019), y la terraza T1 en Fachinal, cuya edad más joven sería al menos la de la morrena

más reciente ($7,9 \pm 1,1$ ka) que se dispone sobre ella (Bourgois et al., 2016a). Es decir, T1 se habría formado en un periodo más amplio entre 14,2 y $7,9 \pm 1,1$ ka. Por consiguiente, se amplía el rango para la estabilización del Lago Chalenko y su desagüe por el SVTBE entre 14-8 ka. Sin embargo, nuestros datos indican que el glaciar que ocupaba el SVTBE pudo haberse deglaciado tan tempranamente como los 15,9 ka, y además sitúa el abandono de las superficies del nivel Chalenko a los 12,5 ka, lo que en definitiva implica un rango de edad de entre 15,9-12,5 ka para el Lago Chalenko en el SVTBE.

Existen varios argumentos a favor de una apertura tardía del desagüe por el Río Baker. Vásquez (2019) indica que la separación en los CHN y CHS, y en definitiva la apertura del drenaje a través del Río Baker, ocurre a los 11,2 ka. Isla y Espinosa (2020), por otro lado, sugieren que la retirada de los hielos del valle del Río Baker ocurre hace unos 10 ka, desencadenando una inversión de los drenajes lacustres hacia el Océano Pacífico. Glasser et al. (2016), en cambio, sugieren que la separación y drenaje del Lago Chalenko hacia el sur por el Río Baker ocurre hace 8,5 ka. Esto debido a dos muestras de sedimento en el margen suroeste del Lago GCBA con edades de 8,5 y 8,0 ka que se encuentran en torno a un nivel Chalenko. Lo anterior concuerda con lo propuesto por Bourgois et al. (2016b), que sugieren que el abandono de T1 en el Lago GCBA sería posterior a un evento glacial que ocurre hace $7,9 \pm 1,1$ ka, e incluso tan recientemente como un depósito de ceniza con una edad de 6,7 ka sobre esta forma lacustre (Bell, 2008). Esto sugiere que el Lago GCBA pudo mantener un nivel Chalenko después de los 12,6-11,7 ka, hasta un período tan reciente como 8 ka, o incluso 6,7 ka, aunque los datos presentados en este estudio indican que en el SVTBE esta regresión lacustre se produjo de manera temprana, a los 12,5 ka, lo que desactiva el desagüe del Lago Chalenko por este sistema de valles. Aun cuando en el SVTBE no existen evidencias de niveles lacustres posteriores a 12,5 ka, se sugiere explorar la posibilidad de que el Lago GCBA haya mantenido un nivel cercano al Chalenko por más tiempo, incluso hasta los 8 ka, como indican estos autores. En ese sentido, no se descarta la posibilidad de una reconfiguración del drenaje del Lago GCBA entre los 12-8 ka.

La causa de la desactivación del desagüe del Lago GCBA por el SVTBE continúa siendo materia de debate, y nuestros datos no permiten constreñir con certeza la edad y menos aún identificar el factor que lo determina. Sin embargo, sugerimos que procesos de estabilización de laderas que se manifiestan en los valles como depósitos de remociones en masa pudieron controlar el nivel de las aguas de los lagos proglaciares, y que sumado a una apertura del Río Baker (Benito y Thorndycraft, 2020; Thorndycraft et al., 2019), culminan con la desactivación del drenaje a través del SVTBE. Un factor para considerar es la actividad tectónica en el control del drenaje. Isla y Espinosa (2020) recalcan la importancia de la reactivación de las Zonas de Falla Exploradores y Cachet en las cercanías del SVTBE y el rol que tuvieron en los cambios geomorfológicos recientes como apertura y cierre de cuencas, inundaciones catastróficas, entre otros. Sin embargo, como se dijo anteriormente, la edad de apertura por el Río Baker, y su relación con la regresión lacustre y desactivación del drenaje por el SVTBE, debe ser tomada con cautela, ya que no existen suficientes datos para constreñir adecuadamente la recesión de glaciares en esta región y, especialmente, la edad de separación del Casquete de Hielo Patagónico en los CHN y CHS (Davies et al., 2020). Debido a esto, las hipótesis sobre la evolución hidrográfica y edades de los eventos son variadas y los datos para comprobar una u otra son aún insuficientes.

Además, es necesario considerar la posibilidad de eventos de inundaciones catastróficas por colapso de represas y su capacidad para modelar el paisaje. Benito y Thorndycraft (2020)

caracterizaron la inundación catastrófica suscitada por la apertura del Río Baker entre 12,6 y 11,7 ka. Además, Benito et al. (2021) registraron una serie de inundaciones catastróficas del Holoceno en el valle del Río Baker. Estos estudios sugieren que estos eventos han ido aumentando en frecuencia, pero también disminuyendo en intensidad, por lo que se infiere que pudieron constituir un factor importante en el control del drenaje y paisaje durante el Pleistoceno y Holoceno, controlando así el nivel de los lagos. Trabajos recientes en la Laguna de los Témpanos, Valle Exploradores y Valle Engaño (Aniya et al., 2020; Bañales-Seguel et al., 2020; Iribarren Anacona, Mackintosh, y Norton, 2015), corresponden a ejemplos actuales que permiten visualizar los mecanismos de generación de estos eventos de colapso y vaciamiento de cuerpos de agua, y entender la capacidad que tienen para modelar el paisaje. Con estas consideraciones, se infiere que la ocurrencia de colapsos de represas capaces de desencadenar inundaciones pudieron tener un rol importante en la evolución hidrográfica del SVTBE desde el Pleistoceno tardío. En consecuencia, recalamos la necesidad de un estudio geomorfológico y sedimentológico en detalle al interior del SVTBE que se enfoque en la existencia de paleolagos proglaciares represados y su desagüe producto de colapsos de represas desde el fin del UMG local.

4.5. Modelo Evolutivo del SVTBE durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano

De acuerdo a todas las evidencias presentadas en este estudio, se propone un modelo evolutivo de la hidrografía al interior del SVTBE que comprende un período entre el inicio de la retirada de hielos luego del término del UMG local y la apertura del Río Baker y estabilización de este sistema de drenaje como lo conocemos actualmente. Este modelo consta de 3 etapas:

- **Etapa 1** $>15,9$ ka (Figura 4.2A): El inicio de la retirada de los hielos a escala regional resulta en el retroceso de las lenguas glaciares del SVTBE. La lengua glaciaria oriental habría retrocedido a la posición del Lago Bayo a los $15,9 \pm 1,9$ ka (BA-2). Se infiere que la lengua glaciaria occidental tiene un retroceso similar, aunque a una tasa más constante. Se sugiere que el nivel Al2 se forma durante este periodo en un valle parcialmente cubierto por glaciares, sin embargo, no se conoce la extensión de este paleolago al oeste del Portezuelo Bayo.
- **Etapa 2** $15,9-12,5$ ka (Figura 4.2B): Esta etapa considera un desagüe del Lago Chalenko por el SVTBE y es coherente con lo propuesto en el modelo bayesiano de Thorndycraft et al. (2019). El inicio de esta etapa coincide con una apertura a los 15,9 ka (BA-2) del desagüe del Lago Chalenko hacia el Océano Pacífico, y estaría activo al menos hasta los 12,5 ka (LTE2). No se descarta que el desagüe haya sido vía subglaciaria o supraglaciaria del Ventisquero Exploradores y lengua occidental. El fin de esta etapa estaría dado por la apertura del desagüe a través del Río Baker al sur (Thorndycraft et al., 2019).
- **Etapa 3** $<12,5$ ka (Figura 4.2C): Esta etapa inicia con el abandono del desagüe por el SVTBE luego de los 12,5 ka y la apertura del desagüe del Lago GCBA por el Río Baker entre los 12,6-11,7 ka o posterior. Consideramos este evento como el gatillante del abandono del desagüe por el SVTBE, y que la disminución del nivel del Lago GCBA impide una nueva cobertura de las muestras en el Lago Tranquilo. Sugerimos

una posible reconfiguración del drenaje del Lago GCBA entre los 12-8 ka y permanencia de un nivel Chalenko posterior a la desactivación del desagüe por el SVTBE.

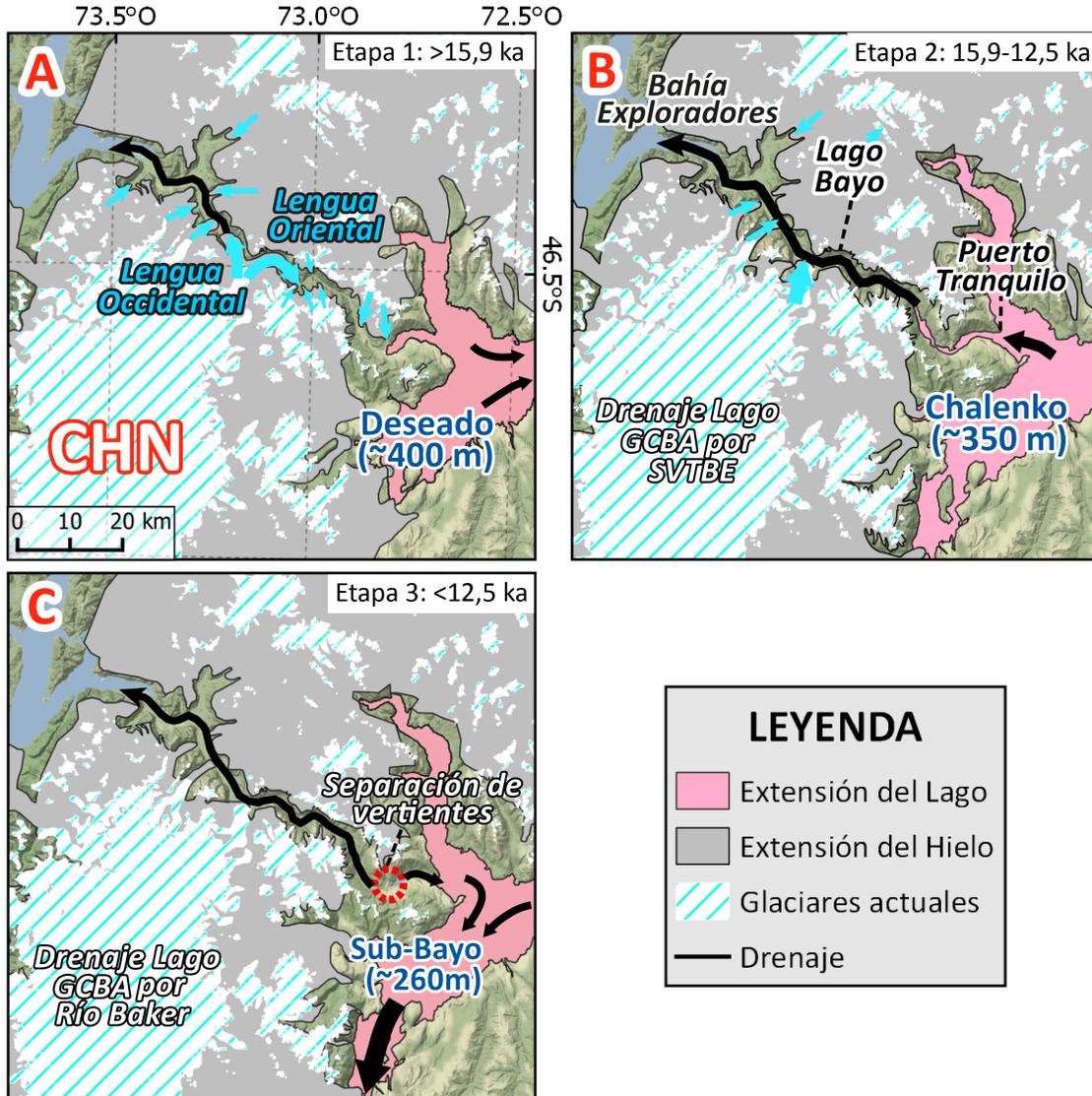


Figura 4.2: Mapa con etapas de la evolución hidrográfica en el SVTBE después del término del UMG. Los límites de hielos y lagos antiguos corresponden a polígonos modificados de Davies et al. (2020) según observaciones de este estudio. Los límites actuales de hielo corresponden a polígonos de la *Mapoteca Digital de la DGA*, obtenidos de manera on-line en: dga.mop.gob.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Paginas/default.aspx#cinco. Los niveles de paleolagos corresponden a alturas extraídas de la evolución hidrográfica de Thorndyrcraft et al. (2019).

Capítulo 5

Conclusiones

La caracterización geomorfológica que presentamos en este estudio corresponde a uno de los primeros trabajos que se enfoca en el desarrollo que tuvieron los glaciares y cuerpos de agua en el SVTBE desde el término del UMG local.

Presentamos 3 nuevas dataciones mediante ^{10}Be cosmogénico de superficies de roca erosionadas por glaciares en dos sectores del SVTBE. Además, entregamos un mapeo de geformas glaciales y paraglaciales reconocidas al interior del SVTBE. Esto nos permite reconstruir los límites de los hielos y evaluar el posible rol del SVTBE como un desagüe del Lago GCBA durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano. Las formas glaciales indican que la cobertura glaciar de este sistema de valles estaba constituida por dos lenguas glaciares que nacían desde el eje de la Cordillera Patagónica, la oriental con deriva hacia el Lago General Carrera y la occidental con deriva hacia el Océano Pacífico. Variaciones en la eficiencia de los glaciares para excavar los valles junto con la forma de los valles, fueron controladas por cambios geológicos asociados a los tipos de roca y a la cercanía de las zonas de acumulación en la Cordillera Patagónica, que controlan la magnitud y persistencia de la actividad glacial. En cuanto a la deglaciación de este sistema de valles, su temporalidad puede ser estimada con la edad de exposición a la radiación cósmica. La edad en torno a los 16-14 ka de este trabajo indica que al menos el glaciar cuya deriva era desde el eje de la Cordillera Patagónica hacia el Lago GCBA ya no se encontraba presente, y sugieren una edad mínima de retirada de la lengua glaciar occidental en torno a los 16 ka.

Lo anterior da a entender que la exposición de las muestras cercanas al Portezuelo Bayo (~ 13 ka) no se debe a una retirada de hielo, ya que durante ese periodo la lengua glaciar oriental se encontraba en una posición cercana al Lago Bayo, distante unos 40 km al oeste. Una reinterpretación de las edades expuestas previamente por Glasser et al. (2006) y en este trabajo, permite sugerir que su exposición ocurre debido a una disminución de un nivel lacustre, posiblemente coincidente con la regresión lacustre del nivel del lago proglaciar Chalenko (15,9-12,5 ka).

Los procesos paraglaciales en los lagos proglaciares quedan evidenciados en el SVTBE a través de abanicos y formas aterrazadas de remociones en masa. En el valle del Río Tranquilo se reconoce un abanico aluvial colgado a 460 m.s.n.l. (A12). Siguiendo las consideraciones expuestas por Martinod et al. (2016), atribuimos su formación a la existencia de un paleolago del Lago GCBA que se encontraba en su nivel Deseado (~ 400 m.s.n.m.), un precursor del Lago Chalenko a unos 200 m sobre el nivel actual, cuando los hielos aún se mantenían cubriendo parcialmente el valle. El nivel más bajo de abanicos y terrazas colgadas (A11) sugiere una

formación en un nivel 110-140 m superior al actual (320-350 m.s.n.m.), que se correlaciona con un nivel Chalenko cuando en el valle ya habían retrocedido la lengua glaciaria oriental hasta la posición del Lago Bayo. Estas observaciones concuerdan con el modelo bayesiano propuesto por Martinod et al. (2016) y Thorndycraft et al. (2019). Con todas estas consideraciones, apoyamos la existencia de un desagüe del Lago Chalenko hacia el Océano Pacífico por el SVTBE que estuvo activo al menos hasta los 12,5 y sería tan longevo como los 15,9 ka.

La dificultad de estudios evolutivos de los hielos y lagos en Patagonia radica principalmente a que corresponden a zonas de difícil acceso, además las dataciones para explicar hipótesis suelen ser insuficientes y no tener un control sistemático, con lo que se generan diferencias entre los autores. Si bien el SVTBE corresponde a un valle de difícil acceso, el bajo impacto antrópico en este hace factibles estudios sobre cambios recientes y antiguos. Las geoformas glaciales y paraglaciales reconocidas en este estudio, junto con las nuevas edades presentadas, muestran que este sistema que pudo ser clave durante la evolución de los lagos en la región. Todo esto refleja el gran potencial que tiene el SVTBE para la realización de estudios geomorfológicos e hidrogeológicos y la necesidad de un estudio geomorfológico más minucioso en terreno.

Bibliografía

American Geological Institute, U. S. B. o. M. (1997). Dictionary of mining, mineral, related terms (2nd edition).

Aniya, M., Dussaillant-Jones, A., O'Kuinghttons, J., Barcaza, G., y Bravo, S. (2020). GLOFs of Laguna de los Témpanos, glacier-dammed side lake of Glaciar Steffen, Hielo Patagónico Norte, Chile, since 1974. *Bulletin of Glaciological Research*, 38, 13-24. doi: 10.5331/bgr.20R01

Aniya, M., Enomoto, H., Aoki, T., Matsumoto, T., Skvarca, P., Barcaza, G., ... Naruse, R. (2007). Glaciological and geomorphological studies at Glaciar Exploradores, Hielo Patagónico Norte, and Glaciar Perito Moreno, Hielo Patagónico Sur, South America, during 2003-2005 (GRPP03-05). *Bulletin of Glaciological Research*, 24, 95-107.

Balco, G., Stone, J., Lifton, N., y Dunai, T. (2007). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology - QUAT GEOCHRONOL*, 3. doi: 10.1016/j.quageo.2007.12.001

Bañales-Seguel, C., Salazar, A., y Mao, L. (2020). Hydro-morphological characteristics and recent changes of a nearly pristine river system in Chilean Patagonia: The Exploradores river network. *Journal of South American Earth Sciences*, 98 (July 2019). doi: 10.1016/j.jsames.2019.102444

Bell, C. M. (2008). Punctuated drainage of an ice-dammed Quaternary lake in southern South America. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 90 A(1), 1-17. doi: 10.1111/j.1468-0459.2008.00330.x

Bendle, J. M., Palmer, A. P., Thorndycraft, V. R., y Matthews, I. P. (2019). Phased Patagonian Ice Sheet response to Southern Hemisphere atmospheric and oceanic warming between 18 and 17 ka. *Scientific Reports*, 9(1), 1-9. doi: 10.1038/s41598-019-39750-w

Benito, G., y Thorndycraft, V. R. (2020). Catastrophic glacial-lake outburst flooding of the Patagonian Ice Sheet. *Earth-Science Reviews*, 200, 102996. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.102996

Benito, G., Thorndycraft, V. R., Medialdea, A., Machado, M. J., Sancho, C., y Dussaillant, A. (2021). Declining discharge of glacier outburst floods through the holocene in central patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 256, 106810. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106810>

Bennett, M. M., y Glasser, N. F. (2011). *Glacial geology: ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons.

- Blomdin, R., y Harbor, J. (2017). Glacial Erosional Processes and Landforms. *International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology*, 1–12. doi: 10.1002/9781118786352.wbieg0719
- Boex, J., Fogwill, C., Harrison, S., Glasser, N. F., Hein, A., Schnabel, C., y Xu, S. (2013). Rapid thinning of the late Pleistocene Patagonian Ice Sheet followed migration of the Southern Westerlies. *Scientific Reports*, 3, 1–6. doi: 10.1038/srep02118
- Bourgeois, J., Cisternas, M. E., Braucher, R., Bourlès, D., y Frutos, J. (2016a). 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. *Journal of Geology*, 124(1), 27–53. doi: 10.1086/684252
- Bourgeois, J., Cisternas, M. E., Braucher, R., Bourlès, D., y Frutos, J. (2016b). 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: A reply. *Journal of Geology*, 124(5), 637–642. doi: 10.1086/687551
- Bourgeois, J., Cisternas, M. E., y Frutos, J. (2019). Comments on: “Glacial lake evolution and Atlantic-Pacific drainage reversals during deglaciation of the Patagonia ice sheet” by Thorndyraft et al. [Quat. Sci. Rev. 203 (2019), 102–127]. *Quaternary Science Reviews*, 213, 167–170. doi: 10.1016/j.quascirev.2019.03.036
- Burga, J., de Energía y Minas, P. M., y Instituto Geológico, M. y. M. P. (2011). *Diccionario geológico*. República del Perú, Sector Energía y Minas. Descargado de <http://biblioteca.ismm.edu.cu/wp-content/uploads/2017/06/Diccionario-geologico.pdf>
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325(5941), 710–714. doi: 10.1126/science.1172873
- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., ... Thorndyraft, V. R. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, 204, 103152. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103152
- Davies, B. J., Thorndyraft, V. R., Fabel, D., y Martin, J. R. (2018). Asynchronous glacier dynamics during the Antarctic Cold Reversal in central Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 200, 287–312. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.09.025
- De la Cruz S., R., y Suárez D., M. (2006). Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Escala 1:100.000.
- Dussaillant, I., Berthier, E., y Brun, F. (2018). Geodetic mass balance of the northern patagonian icefield from 2000 to 2012 using two independent methods. *Frontiers in Earth Science*, 6(February), 1–13. doi: 10.3389/feart.2018.00008
- Fernandez, R., Anderson, J., Bertrand, S., y Wellner, J. (2012). Gualas Glacier sedimentary record of climate and environmental change, Golfo Elefantes, Western Patagonia (46.5°S). *Holocene*, 22(4), 451–463. doi: 10.1177/0959683611425545

- Georgieva, V., Melnick, D., Schildgen, T. F., Ehlers, T. A., Lagabrielle, Y., Enkelmann, E., y Strecker, M. R. (2016). Tectonic control on rock uplift, exhumation, and topography above an oceanic ridge collision: Southern Patagonian Andes (47°S), Chile. *Tectonics*, *35*(6), 1317–1341. doi: 10.1002/2016TC004120
- Glasser, N. F., y Harrison, S. (2005). Sediment distribution around glacially abraded bedrock landforms (whalebacks) at Lago Tranquilo, Chile. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, *87*(3), 421–430. doi: 10.1111/j.0435-3676.2005.00268.x
- Glasser, N. F., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G. A., y 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. doi: 10.1016/j.yqres.2005.09.002
- Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., y Jansson, K. N. (2012). Younger Dryas and early Holocene age glacier advances in Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *58*, 7–17. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.10.011
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Duller, G. A., Singarayer, J., Holloway, M., y Harrison, S. (2016). Glacial lake drainage in Patagonia (13-8 kyr) and response of the adjacent Pacific Ocean. *Scientific Reports*, *6*(February). doi: 10.1038/srep21064
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., y Rivera, A. (2005). Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology*, *71*(3-4), 263–277. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.02.003
- Granger, D. E., Lifton, N. A., y Willenbring, J. K. (2013). A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. *Bulletin of the Geological Society of America*, *125*(9-10), 1379–1402. doi: 10.1130/B30774.1
- Hanson, B., y Hooke, R. L. B. (2000). Glacier calving: A numerical model of forces in the calving-speed/water-depth relation. *Journal of Glaciology*, *46*(153), 188–196. doi: 10.3189/172756500781832792
- Iribarren Anacona, P., Mackintosh, A., y Norton, K. (2015). Reconstruction of a glacial lake outburst flood (GLOF) in the Engaño valley, Chilean Patagonia: Lessons for GLOF risk management. *Science of the Total Environment*, *527-528*, 1–11. doi: 10.1016/j.scitotenv.2015.04.096
- Isla, F. I., y Espinosa, M. (2020). Quaternary glaciolacustrine deposits around a Triple Junction site: Paleolakes at the foot of the Northern Patagonian Ice field (Argentina and Chile). *Andean Geology*, *48*(1). doi: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV48n1-3173>
- Ivy-Ochs, S., y Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *EGU Quaternary Science Journal*, *57*(1/2), 179–209. doi: 10.3285/eg.57.1-2.7
- Kaplan, M. R., Strelin, J. A., Schaefer, J. M., Denton, G. H., Finkel, R. C., Schwartz, R., ... 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. doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.018

- Mardones, M., Aguayo, M., Smith, E., y Ruiz, P. (2018). Retroceso glacial reciente en el Campo de Hielo Norte, región de Aysén, Chile: Relación con variaciones climáticas. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2018(69), 121–147. doi: 10.4067/S0718-34022018000100121
- Martinod, J., Pouyaud, B., Carretier, S., Guillaume, B., y Hérail, G. (2016). Discussion and reply 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: A discussion. *Journal of Geology*, 124(5), 631–635. doi: 10.1086/687550
- Mendelova, M., Hein, A., McCulloch, R., y Davies, B. (2017). The Last Glacial Maximum and deglaciation in central Patagonia, 44°S–49°S. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 43(2), 719. doi: 10.18172/cig.3263
- Munro-Stasiuk, M. J., Heyman, J., y Harbor, J. (2013). Erosional Features. *Treatise on Geomorphology*, 8, 83–99. doi: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00197-4
- Niemeyer, H. R., Skarmeta, J. M., Fuenzalida, R. P., y Espinosa, W. N. (1984). Carta geológica de Chile escala 1:500.000. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo.
- Oliva, M., Mercier, D., Ruiz-Fernández, J., y McColl, S. (2019). Paraglacial processes in recently deglaciated environments. *Land Degradation & Development*(November 2018), 1–6. doi: 10.1002/ldr.3283
- Palacios, D., Stokes, C. R., Phillips, F. M., Clague, J. J., Alcalá-Reygosa, J., Andrés, N., . . . Ward, D. J. (2020). The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews*, 203, 103113. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103113
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., y Vassilopoulos, A. (2009). *Mapping geomorphological environments*. Springer Science & Business Media.
- Soteres, R. L., Peltier, C., Kaplan, M. R., y Sagredo, E. A. (2020). Glacial geomorphology of the strait of magellan ice lobe, southernmost patagonia, south america. *Journal of Maps*, 16(2), 299–312.
- Thorndycraft, V. R., Bendle, J. M., Benito, G., Davies, B. J., Sancho, C., Palmer, A. P., . . . Martin, J. R. (2019). Glacial lake evolution and Atlantic-Pacific drainage reversals during deglaciation of the Patagonian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 203(November), 102–127. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.10.036
- Turner, K. J., Fogwill, C. J., McCulloch, R. D., y 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*, 87(2), 363–374. doi: 10.1111/j.0435-3676.2005.00263.x
- Vásquez, A. (2019). *Variaciones hidroclimáticas durante la última terminación glacial en Patagonia a partir del estudio de facies deltaicas en el Lago Cochrane, Región de Aysén* (Memoria de Título). Universidad de Chile.

Anexo A

Glosario

A.1. Formas de Erosión Glacial

Las *formas de erosión glacial* corresponden a *crestas por deriva glacial*, identificadas por su forma de montículo elongado y su asociación con *superficies de abrasión*, correspondientes a superficies colgadas aterrazadas con una pendiente baja ($0-5^\circ$), clasificadas en *superficies de abrasión de baja (SABA)*, *media (SAMA)* y *gran altura (SAGA)* de acuerdo a su altitud y distribución.

Además de estas se identifican *circos glaciares* y *valles colgados*. Los circos son delimitados por aristas en sus laterales y por un fondo plano, con una pendiente cercana a 0° , que usualmente presenta un lago rellenando esta depresión. Un abrupto quiebre de altitud marca la elevación de esta geoforma. En el caso de los valles colgados, el punto de menor elevación de estos coincide con un cambio abrupto de pendiente o knickpoint.

- **Circo Glaciar:** Punto inicial de un glaciar con forma de cuenco que se encuentra en zonas elevadas, al igual que las aristas y cuernos (*horns*). Presenta tres lados correspondientes con paredes escarpadas y una cuarta abierta y descendiente hacia el valle glacial. Estos se encuentran usualmente ocupados por lagos llamados Tarns (Pavlopoulos, Evelpidou, y Vassilopoulos, 2009).
- **Crestas por deriva glaciar:** Porción de roca erosionada debido a procesos glaciales más competente que las contiguas, formando un montículo generalmente elongado. Suelen estar acompañadas por superficies planas de abrasión glaciar.
- **Lineamientos en Roca:** Incluyen rocas aborregadas (*roche moutonnées*) y espaldas de ballena (*whalebacks*). Montículos formados por erosión en la base de un glaciar. Pueden indicar paleodirecciones de hielo. Las rocas aborregas pueden tener tamaños de metros hasta decenas de kilómetros (Blomdin y Harbor, 2017). Estas presentan una cara suavizada hielo arriba, que contrasta con una cara con evidencias de arranque y desgarramiento de roca hielo abajo (Munro-Stasiuk et al., 2013). Por otro lado, las espaldas de ballena son más pequeñas y tienen tamaños de hasta cientos de metros (Blomdin y Harbor, 2017). Estas se forman principalmente por abrasión y presentan un perfil longitudinal simétrico, comúnmente sin evidencias de arranque de roca. En las espaldas de ballena, la cara hielo abajo corresponde a la de menor pendiente (Bennett y Glasser, 2011).

- **Superficies de abrasión glacial:** Superficies de baja pendiente generadas por una abrasión de la roca caja circundante al glaciar durante su avance.
- **Valle Colgado:** Se forman cuando dos valles glaciares han sido erosionados a distintas tasas, dejando como consecuencia un valle elevado sobre aquel que fue erosionado a una tasa mayor (Bennett y Glasser, 2011).

A.2. Formas de Depositación Glacial

Las *formas de depositación glacial* están constituidas por *depósitos por contacto glacial* y morrenas laterales y terminales. Los *depósitos por contacto glacial* en algunos casos presentan formas de abanico con un escarpe cerca de su base, y en otros como un montículo a los pies de la ladera del valle. Las morrenas terminales y laterales son identificadas como crestas generalmente elongadas que aumentan el nivel base de un valle en sus laderas y fondo. En este estudio se clasifican jerárquicamente de acuerdo a su posición con respecto al frente de la lengua glacial que las forma.

- **Geoformas por contacto glacial:** Constituyen montículos o kames y abanicos colgados formados en los márgenes de lenguas glaciares por material de origen glacial depositado originalmente por acción del agua y/o gravedad sobre o en el hielo glacial. Estos se desplomaron luego del derretimiento de los hielos (Bennett y Glasser, 2011).
- **Morrena:** Acumulación de till depositado de forma directa por acción glacial. Se dividen en distintas categorías de acuerdo a su posición con respecto al glaciar (Pavlopoulos et al., 2009).
 - **Morrena Terminal:** Acumulación de material transportado por un glaciar en forma de montículos a lo largo del margen frontal de un glaciar. Si la morrena está en formación en la actualidad debido a la influencia de un glaciar activo, se llama morrena frontal, si corresponde a una morrena de máximo avance de un glaciar, se llama morrena terminal (Pavlopoulos et al., 2009).
 - **Morrena Lateral:** Acumulación de material proveniente de las laderas del valle que es transportado por un glaciar, formando montículos a lo largo del margen lateral de un glaciar (Pavlopoulos et al., 2009).

A.3. Formas Paraglaciales

Las *formas paraglaciales* corresponden a *abanicos aluviales*, *deltas* y *depósitos coluviales* que son principalmente depósitos con forma de abanico, reconocidos por su forma tanto en perfil longitudinal como transversal, además de depósitos de llanura como *llanura de lavado* y *planicie de inundación*.

Los *deltas* presentan muy bajas pendientes (0-5°), los *abanicos aluviales* pendientes medias, generalmente de 5-15° y menores a 20°, y los *depósitos coluviales* presentan pendientes altas, llegando a 30° o más. Los depósitos de llanura tienden a cubrir la mayor parte del valle y se reconocen, en el caso de la *planicie de inundación*, por su baja pendiente y lateralmente por un cambio en esta, mientras que la *llanura de lavado* se identifica por la presencia de un

río trenzado o marcas de uno en su superficie generado por agua proveniente de un lago y deshielo respectivamente.

- **Abanico Aluvial:** Depósito en forma de abanico o segmento de un cono generado por una corriente de agua al pasar de un valle montañoso angosto a una planicie o valle más ancho. Las pendientes que lo forman pueden cambiar de acuerdo a su ubicación (Burga, de Energía y Minas, y Instituto Geológico, 2011).
- **Delta:** Depósito en forma de abanico generado por la acción de un río al desembocar en el mar o en un lago. Su presencia representa la capacidad del río para transportar y depositar material a mayor velocidad con la que son erosionados (Pavlopoulos et al., 2009).
- **Depósito Coluvial:** Depósito de caída no consolidado. Formación generalmente heterogénea de material transportado; creado por destrucción fisicoquímica (intemperismo, gelifración, etc.) y acumulado al pie de la ladera por acción de la gravedad (Pavlopoulos et al., 2009).
- **Planicie de Inundación:** Planicie ocupada por el río durante un estado de inundación provocado por un gran aporte de agua (Pavlopoulos et al., 2009).
- **Llanura de lavado:** Depósito principalmente de arena (fina a gruesa) y grava redondeada, transportada a través de corrientes provenientes de deshielo glaciar (American Geological Institute, 1997).
- **Remoción en masa:** Movimiento de una porción de superficie de tierra. En este caso, un deslizamiento de una porción hacia los pies de la ladera, o el fondo del valle (American Geological Institute, 1997).

A.4. Unidades Glaciales y Fluviales

Las *unidades glaciales y fluviales* corresponden a *glaciares, glaciares de roca, lagos* y el *canal activo*. Los *glaciares de roca* se diferencian de los demás glaciares por un color notoriamente más oscuro y por la presencia de marcas de flujo que evidencian un movimiento que difiere de un depósito de morrena de fondo.

- **Glaciar:** Masa de hielo compactada en sucesivas capas (Bennett y Glasser, 2011).
- **Glaciar de Roca:** Mezcla de material proveniente de una morrena con hielo glaciar (Pavlopoulos et al., 2009).
- **Lago:** Masa de agua estancada, localizada en una depresión del suelo sin contacto directo con el mar. Puede ser geológicamente considerado como una masa temporal de agua que aparece y desaparece con el tiempo (Pavlopoulos et al., 2009).
- **Red de Drenaje:** Cauce actual de ríos. Lugar físico por donde fluyen en la actualidad.

Anexo B

Mapa geomorfológico del Sistema Valle Tranquilo-Bayo-Exploradores (SVTBE)

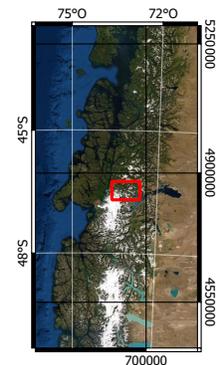
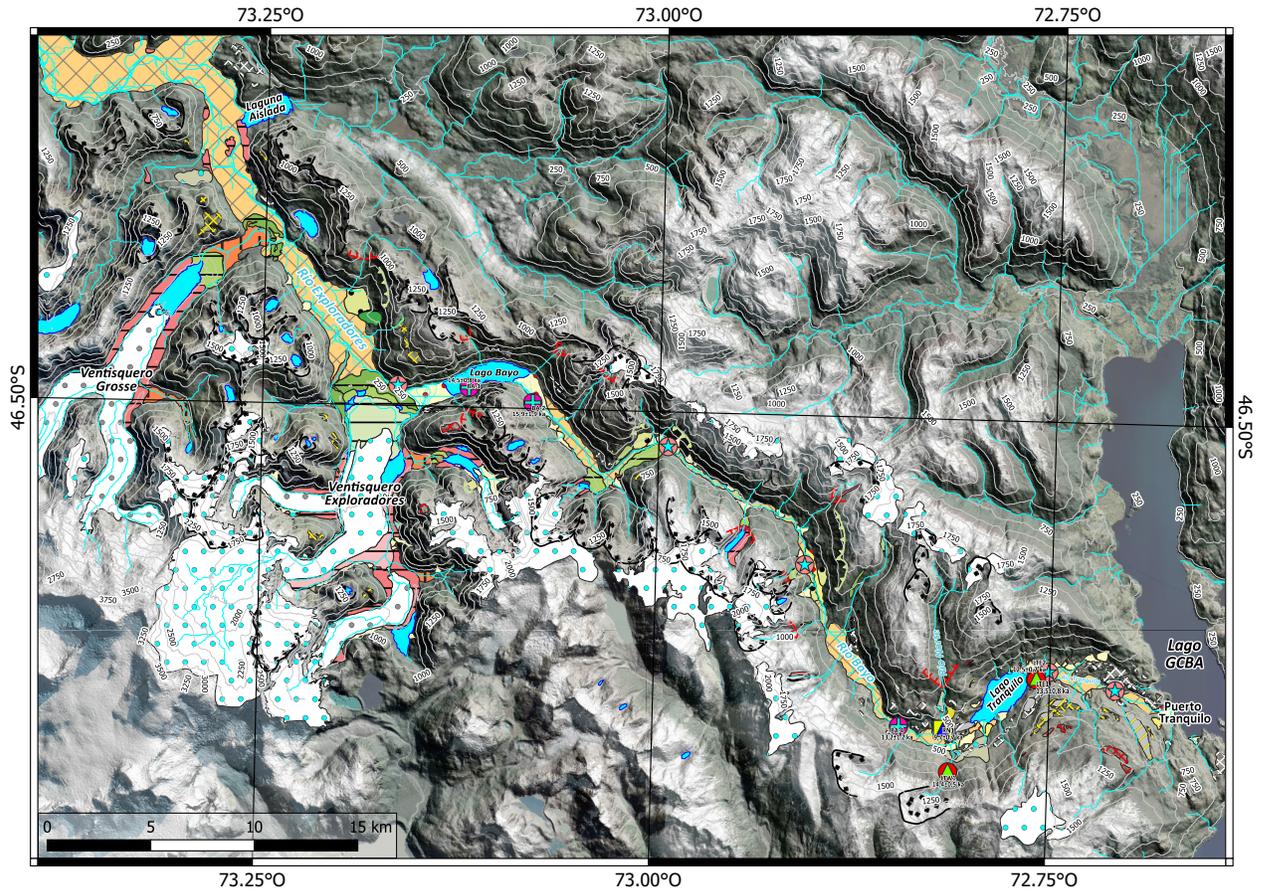


Figura B.1: Mapa geomorfológico del SVTBE con todas las geoformas reconocidas.

Anexo C

Geocronología

C.1. Edades de exposición a la radiación cósmica ^{10}Be de este estudio y Glasser et al. (2006)

Tabla C.1: Edades ^{10}Be de este estudio para tasas de erosión de 1 mm/ka. Los datos para el cálculo de estas edades se encuentran en la tabla 3.1. Para detalles adicionales de estas muestras, ver sección 3.2.

ID Muestra	St			Lm			LSDn		
	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)
BA-1	14810	855	1500	14669	847	1485	14986	866	1511
BA-2	16295	2011	2427	16087	1985	2395	16396	2024	2437
BA-4	13343	1179	1618	13296	1175	1612	13608	1203	1646

Tabla C.2: Datos para el cálculo de edades de Glasser et al. (2006) a través de la concentración de ^{10}Be cosmogénico. Se asume para todas las muestras una tasa de erosión de 0 y 1 mm/ka, cuarzo con una densidad de 2,7 gr/cm³ y *BEST433* como material estándar.

Código Muestra	Latitud (dd)	Longitud (dd)	Elevación (msnm)	Tamaño (cm)	Corrección por cobertura	^{10}Be (at/gr)	^{10}Be error (at/gr)
LTE1	-46.612	-72.7589	336	3	0.991	77100	4700
LTE2	-46.611	-72.7582	317	4	0.980	68600	3800
LTW1	-46.652	-72.8126	773	3	0.982	120000	4500

Tabla C.3: Edades ^{10}Be de Glasser et al. (2006) para muestras de roca recolectada en el valle del Río Tranquilo. Las edades han sido calculadas usando una tasa de erosión de 0 y 1 mm/ka. El sector de muestreo y posición dentro del valle se puede ver en la figura 3.2. Los datos para el cálculo de estas edades se encuentran en la tabla C.2.

ID Muestra	St			Lm			LSDn		
Tasa de erosión de 0 mm/ka									
	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)	Edad (años)	Interr (años)	Exterr (años)
LTE1	13521	827	1386	13461	823	1379	13766	842	1405
LTE2	12474	693	1238	12471	693	1237	12803	711	1265
LTW1	14513	546	1313	14439	543	1305	14524	547	1307
Tasa de erosión de 1 mm/ka									
LTE1	13676	846	1418	13609	842	1410	13910	861	1436
LTE2	12606	708	1264	12599	708	1263	12929	726	1291
LTW1	14692	560	1346	14612	557	1337	14700	560	1339

C.2. Datos para el cálculo del apantallamiento de muestras

Tabla C.4: Datos para el cálculo de apantallamiento para muestras obtenidas en el SVTBE. No se considera corrección por cobertura de nieve. Los datos de latitud, longitud y elevación de las muestras se pueden ver en la tabla 3.1.

Código Muestra	Elevación angular (°)								Rumbo (°)	Dip Imagen (°)	
	(Azimut	0°	45°	90°	135°	180°	225°	270°	315°)		
BA-1		20	15	15	27	27	17	9	16.5	225	50
BA-2		13.3	20.5	18.31	9.85	19.28	25.81	28.55	21	315	60
BA-4		15.58	10.65	6.47	10.22	19.17	22.93	14	12.25	315	0