



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

ESTIMACIÓN DE PELIGRO ANTE DESLIZAMIENTO DE GLACIARES EN CHILE
CENTRAL:
EL CASO DEL GLACIAR APAREJO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FELIPE IGNACIO UGALDE PERALTA

PROFESOR GUÍA:
CEDOMIR MARANGUNIC DAMIANOVIC

PROFESOR CO-GUÍA:
GINO CASASSA ROGAZINSKI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA
GABRIEL VARGAS EASTON

Este trabajo ha sido realizado con apoyo de Geoestudios Ltda.

SANTIAGO DE CHILE
MARZO 2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geólogo

POR: Felipe Ignacio Ugalde Peralta

FECHA: 03/03/2016

PROFESOR GUÍA: Cedomir Marangunic Damianovic

ESTIMACIÓN DE PELIGRO ANTE DESLIZAMIENTO DE GLACIARES EN CHILE CENTRAL: EL CASO DEL GLACIAR APAREJO

Entre los peligros geológicos asociados a nieve y hielo son escasas las menciones que se hacen a deslizamientos catastróficos de glaciares en Chile. En particular, el deslizamiento catastrófico del glaciar Aparejo en el valle del río Yeso (S 33° 33,62', W 70° 00,11'), ocurrido el 1 de marzo de 1980, tuvo como consecuencia la remoción de un volumen de hielo superior a 7 millones de m³, correspondiente al 85% del glaciar, originalmente de 1,2 km de largo y 0,15 km² de superficie. El evento ocasionó su deslizamiento 3 km valle abajo a una velocidad de 110 km/h, provocando notables cambios geomorfológicos, incluyendo la desaparición de la mayor parte del glaciar. Se ha propuesto como causa del suceso la abundante presencia de agua en el glaciar, el cual habría alcanzado suficiente presión en el lecho para gatillar su remoción.

Empleando el glaciar Aparejo como caso de estudio, se aplica una metodología que permite estimar el peligro asociado a la inestabilidad de un glaciar, ya sea blanco o de rocas, por medio de la confección de un modelo multicapas en el cual se incorporan las propiedades geotécnicas de cada capa considerada, tales como cohesión, ángulo de fricción interna y peso específico. Se incorpora la alternativa de modelar la estabilidad del glaciar en conjunto con la acción de un sismo de magnitud M 7.0, al tiempo que se varía el porcentaje de saturación en el glaciar en forma de un nivel interno de agua cuya altura con respecto a la base del hielo es recreada. La ejecución del análisis de estabilidad es efectuada con el uso de dos programas computacionales, REAME2012 y Slope v.8, cuyos alcances y diferencias son discutidos, al igual que la variación de los Factores de Seguridad obtenidos.

Los resultados del análisis de estabilidad del glaciar Aparejo apuntan a que su deslizamiento habría ocurrido al momento de contar con un porcentaje de saturación igual o superior a 80%, sin la acción de una componente sísmica adicional. La aplicación del análisis al glaciar Aparejo en sus condiciones actuales da cuenta de la estabilidad del mismo, validando la metodología aquí desarrollada.

Las prestaciones de la metodología permiten su aplicación en un amplio número de glaciares de Chile central de los que se cuenta información acerca de su volumen y geometría general. La posibilidad de poder incorporar cargas antrópicas en la superficie del glaciar modelado al momento de evaluar su estabilidad favorece asimismo su aplicación para estudios de seguridad y estabilidad mecánica en minería por ejemplo.

La evidencia aquí presentada da cuenta de un glaciar regenerado en el valle del estero Aparejo, de longitud similar a aquella del glaciar original y con un volumen cercano al 25% del volumen antes de su deslizamiento. Se reporta así un nuevo glaciar al catastro existente del área de estudio. A pesar de su pequeño tamaño, la información de este nuevo glaciar es de importancia para establecer su aporte a los recursos hídricos en la región y para eventuales estudios de impacto ambiental.

ABSTRACT

Among the geological hazards associated to snow and ice, there are only a few described cases of catastrophic glacier slide. This study refers to the catastrophic slide of Aparejo Glacier in the Yeso River valley, central Chile (S 33° 33,62'/W 70° 00,11'), which took place on March 1st, 1980, and resulted in the removal of an ice volume of 7 Mm³, equivalent to 85% of the total volume of the glacier, which originally was 1,2 km long and covered an area of 0,15 km². The event caused the sudden mobilization of the sliding mass 3 km down valley with an estimated speed of 110 km/h, causing remarkable geomorphological changes, including the obliteration of most of the glacier. The abundance of glacier meltwater has been proposed as a cause of the event, which would have acted as a trigger due to enhanced water pressure at the bed.

Using the Aparejo Glacier as a case study, a methodological analysis is developed which allows estimating the hazard associated to the glacier instability, including rock glaciers, through the construction of a multilayered model of the glacier, considering geotechnical properties of each layer, such as cohesion, angle of friction and density. The possibility of simulating the glacier stability with a seismic component, equivalent to a M 7.0 earthquake, is added. At the same time, the amount of water in the glacier is incorporated in the model, expressed as a percentage of water saturation at the glacier bed. The implementation of the model is performed using REAME2012 and Slope v.8 softwares. The results of both models are discussed, including the Safety Factors obtained.

The results of the Aparejo Glacier stability analysis suggest that its 1980 removal occurred once it attained a saturation of 80%, in absence of any seismic event. The stability analysis of the current Aparejo Glacier confirms its stability under the present conditions.

The performance of the model allows its application to a wide number of glaciers in central Chile, for which there is adequate information about their volume and geometry. The methodology can also be applied to glaciers that have experienced the addition of anthropogenic loads (e.g. a mining dump) as part of gravitational hazard studies.

The evidence presented here shows the existence of a regenerated glacier in the Aparejo Valley, of similar length and preserved within the same basin as the original glacier, with a volume close to 25% of the original volume. Thus a new glacier is reported to the present Chilean glacier inventory. Despite its small dimensions, the study of this new glacier is relevant for potential environmental studies and contribution to water resources.



¿Del vientre de quién ha salido el hielo?
Job 38:29

Si la montagne ne va pas à Mahomet, Mahomet va à la Montagne.

A mi familia.



AGRADECIMIENTOS

A Cedo y Gino, por su apoyo, guía y orientación en la confección de este estudio propuesto en conjunto, por permitirme realizar este lindo trabajo a su alero, el cual marca mi primer paso en el bello mundo de la glaciología.

A todos mis compañeros de Geostudios: Ana María, Andy, Alicia, José, Ashley, Diego, Cristian, Martín, Eneko, Alejandra, Carola, Claudia, Claudio, Miguel, Andrés, Alberto. Fueron horas y días de cooperación para sacar este estudio a flote, infinitas gracias a cada uno de ustedes por la buena onda a diario y en terreno. En particular, a Cristian por su apoyo con la interpretación del radar, a Martín y Diego por su ayuda con SIG, a Ashley por su imprescindible aporte ingenieril, a José, Alicia, Alejandra y Eneko por sus ideas en torno a la forma y fondo de la discusión geológica.

A Gabriel Vargas, por su aporte a dilucidar la geología de la zona en estudio y al gran interés demostrado en la investigación, a Sergio Sepúlveda, por sus sugerencias respecto a la confección del modelo.

A Francisco Fernandoy, de la Universidad Andrés Bello, por su gentil y desinteresado aporte en el análisis de las muestras de hielo y agua, a Roberto Valles, de la Universidad de Chile, por su colaboración en la granulometría efectuada, a David Farías, de la Dirección General de Aguas, por facilitar las imágenes aéreas que tanto contribuyeron a este estudio.

Al equipo del terreno 1: a Arturo por la gran disposición y cooperación con la logística y transporte. A Tomás por la compañía, fotografías y apoyo a la discusión.

Al equipo del terreno 2: Natalia, Catalina, Johann, no habría sido lo mismo sin ustedes. A Gonzalo Campos por la grata compañía y registro audiovisual, a Rodrigo Mujica por el espectacular relato de supervivencia al evento que da motivo a esta memoria. A mi viejo por el indiscutible apoyo y posibilidad de compartir una experiencia que de seguro perdurará en la memoria de ambos.

A mis amigos de la universidad: Plan Comuneros, compañeros de Geología en particular al curso de Geología de Campo II, quienes fueron clave para el estudio de la geología de la zona.

A los amigos hechos en el camino del rock: guatón César, Vacca, Lucho, Ítalo, Flaco, amigos de Idus de Marzo, Rock del Miércoles, Cogote de Goma, Jamraco, estimada y querida profesora de piano, sin la música que hemos hecho esta etapa se habría ido al tacho.

A mi familia; a Nelly y Cristina por acogerme en tiempos de necesidad. A la María y al Gato, quienes me han acompañado y apoyado a lo largo de cada paso en estos seis largos años de formación y desde mi llegada al mundo. A ustedes les debo todo.

A todos y cada uno, infinitas gracias.

TABLA DE CONTENIDO

Resumen.....	ii
Abstract	iii
Agradecimientos	v
Tabla de contenido	vi
1. Formulación del estudio propuesto	1
1.1. Introducción	1
1.2. Ubicación y zona de estudio	3
1.3. Objetivos	7
1.3.1. Objetivo general	7
1.3.2. Objetivos específicos	7
1.4. Hipótesis de Trabajo	8
1.5. Metodología	9
2. Marco geológico.....	10
2.1. Marco geológico regional	10
2.1.1. Antecedentes tectónicos y morfoestructurales	10
2.1.2. Principales unidades geológicas	12
2.2. Marco geológico local	18
2.2.1. Rocas estratificadas	20
2.2.2. Rocas intrusivas	22
2.2.3. Depósitos no consolidados	23
3. Resultados	28
3.1. Modelamiento espacial del glaciar.....	28
3.1.1. Levantamiento con radar para hielo	28
3.1.2. Estimación de profundidad.....	30
3.1.3. Interpolación de los datos	32
3.1.4. Volumen del glaciar.....	34
3.1.5. Topografía superficial.....	34
3.1.6. Topografía subglacial	38
3.2. Análisis isotópico.....	41
3.3. Granulometría	47
3.3.1. Antecedentes.....	47
3.3.2. Resultados.....	48
3.4. Modelo de estabilidad mecánica	52
3.4.1. Delimitación del glaciar original	52

3.4.2.	Perfil del deslizamiento	56
3.4.3.	Modelo multicapas	59
3.4.4.	Metodología de análisis	65
3.5.	Factores de seguridad.....	70
3.5.1.	Glaciar Aparejo 1980.....	70
3.5.2.	Glaciar Aparejo en la actualidad	72
4.	Discusión	73
4.1.	Variación de los Factores de Seguridad.....	73
4.1.1.	Rol del agua	73
4.1.2.	Sismicidad	75
4.1.3.	Morrena de fondo	77
4.2.	Límites y alcances del modelo de estabilidad.....	81
4.2.1.	Comparación entre los programas empleados	81
4.2.2.	Comparación con otros análisis.....	84
4.2.3.	Elementos a incorporar	85
4.3.	Estimación de peligro	86
4.4.	La regeneración del glaciar	88
4.4.1.	Hallazgo y características del glaciar actual.....	88
4.4.2.	Factores para la regeneración	91
4.4.3.	Estado actual del glaciar Aparejo	92
5.	Conclusiones	95
6.	Bibliografía	97
Anexos.....	109	
Anexo A:	Metodología de estimación de profundidad con radar	109
Anexo B:	Metodología de interpolación de los datos de radar.....	115
Anexo C:	Metodología de estimación de volumen	116
•	Fórmula paramétrica de Chen y Ohmura.....	116
•	Fórmula paramétrica de Geoestudios.....	116
•	Interpolación directa	116
Anexo D:	Metodología de generación de la topografía subglacial	117
Anexo E:	Metodología para el análisis de isótopos de hidrógeno y oxígeno.....	118

1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

1.1. INTRODUCCIÓN

Cuando se habla de peligros geológicos asociados a nieve y hielo son pocas las menciones que se hacen a deslizamientos de glaciares. En la actualidad se tiene registro de estos eventos en varias locaciones a lo largo del orbe, particularmente en Europa desde fines del siglo XIX (*e.g.*, Heim, 1896; Capello, 1959; Röthlisberger, 1978; Alean, 1985; Huggel *et al.*, 2004a,b; Haeberli *et al.*, 2004; Huggel *et al.*, 2005; Evans *et al.*, 2009). Los deslizamientos de glaciares involucran la remoción de grandes masas de hielo y pueden llegar a constituir un potencial riesgo (Marangunic, 1997; Kääb *et al.*, 2005; Iribarren y Bodin, 2010, Schneider *et al.*, 2011).

En Chile central se cuenta aproximadamente con 2000 glaciares, de los cuales un cuarto corresponden a glaciares blancos y cubiertos y el resto a glaciares de rocas (DGA, 2014). Hasta la fecha, en el país existen dos casos conocidos de deslizamientos de glaciares y avalanchas de hielo: la avalancha glacial en el flanco sur del volcán Tinguiririca (Iribarren *et al.*, 2014) y el caso del glaciar Aparejo, del cual se describen mayores antecedentes.

El deslizamiento catastrófico del glaciar Aparejo, ocurrido el 1 de marzo de 1980 en la cuenca del estero homónimo, afluente del río Yeso, tuvo como consecuencia la remoción de un volumen de hielo superior a 7 millones de m³, correspondiente al 85% del glaciar, originalmente de 1,2 km de largo y 0,15 km² de superficie. El evento ocasionó su deslizamiento 3 km valle abajo a una velocidad de 110 km/h, provocando notables cambios geomorfológicos, incluyendo la desaparición de la mayor parte del glaciar (Marangunic, 1997, figura 1.1-A). No obstante, nueva evidencia, como parte de este trabajo, da cuenta de la existencia de un glaciar cubierto, de menores dimensiones, ocupando la misma cuenca del glaciar original.

Se ha propuesto como causa del suceso de 1980 la abundante presencia de agua en el glaciar, la cual habría alcanzado la suficiente presión en el lecho para gatillar el deslizamiento mediante el mecanismo de “pistón hidráulico” (Marangunic, 1997).

A fin de desarrollar una metodología que permita estimar los potenciales peligros asociados a la inestabilidad de un glaciar, ya sea blanco o de rocas, se seleccionó el glaciar Aparejo como caso de estudio, buscando determinar otros posibles factores desencadenantes del evento que culminó con su remoción. Para ello se llevó a cabo un análisis de estabilidad mecánica del glaciar, en base a un análisis de equilibrio límite en 2D (explicado en el apartado 3.4.4), tanto antes como después del deslizamiento del glaciar Aparejo, a partir de información recopilada en terreno y modelamiento computacional.

Análisis similares han sido realizados por Pralong y Funk (2006), Geoestudios (2012) y Faillettaz *et al.* (2012). Se espera que la aplicación de dicha metodología a otros glaciares permita prever su deslizamiento al determinar su condición general de estabilidad y los peligros asociados.

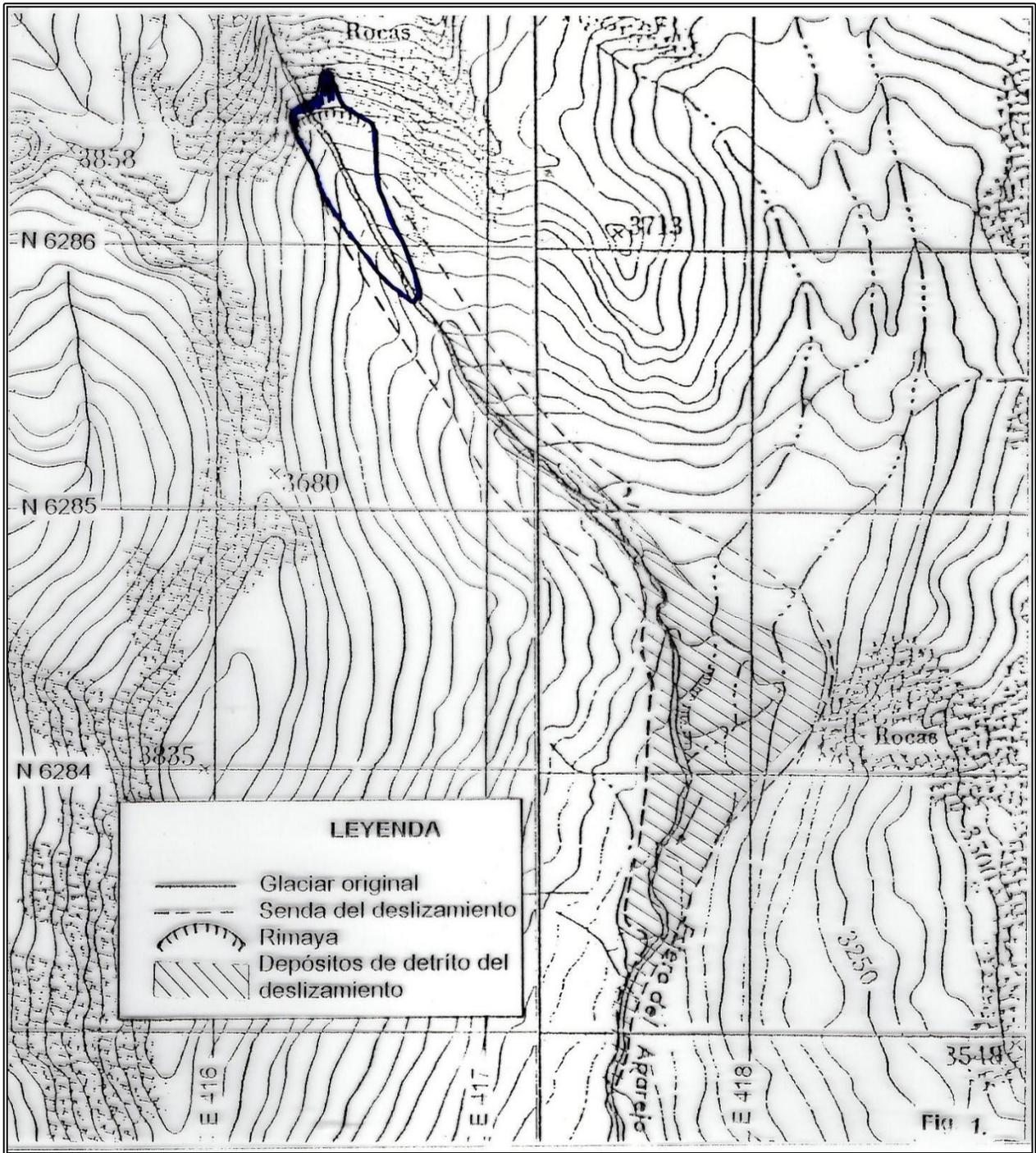


Figura 1.1-A. Deslizamiento del glaciar del Estero Aparejo, cartografiado por Marangunic (1980).

1.2. UBICACIÓN Y ZONA DE ESTUDIO

La cuenca del estero Aparejo se ubica 6,3 km al noreste del embalse El Yeso, Cajón del Maipo, Región Metropolitana. Acorde a la ficha técnica del Inventario de Glaciares, Hoya del Maipo (Marangunic, 1979), la ubicación del glaciar Aparejo, denominado glaciar “50” en dicho trabajo, figura 1.2-C, corresponde a S 33° 33,62’/W 70° 00,11’. Para acceder al área de estudio se debe coger la ruta G-25, también conocida como “Camino El Volcán”, hasta la localidad de El Romeral. Una vez ahí, tomar el desvío al norte por la ruta G-455 que bordea el río Yeso, hasta un pequeño cabrerío a la izquierda del camino, al este del embalse (figura 1.2-A). Hasta dicho punto se puede llegar en vehículo.

El acceso al glaciar requiere recorrer 5 km en dirección norte desde el punto donde se deja el vehículo al inicio del cajón del estero Aparejo (figura 1.2-B). El sendero está bien delimitado por la ladera oriental del valle y prosigue hasta una gran planicie al frente de un filo rocoso que cae desde el norte. En dicho punto se debe remontar al noroeste, siguiendo la senda de depósitos rojizos asociados al deslizamiento.

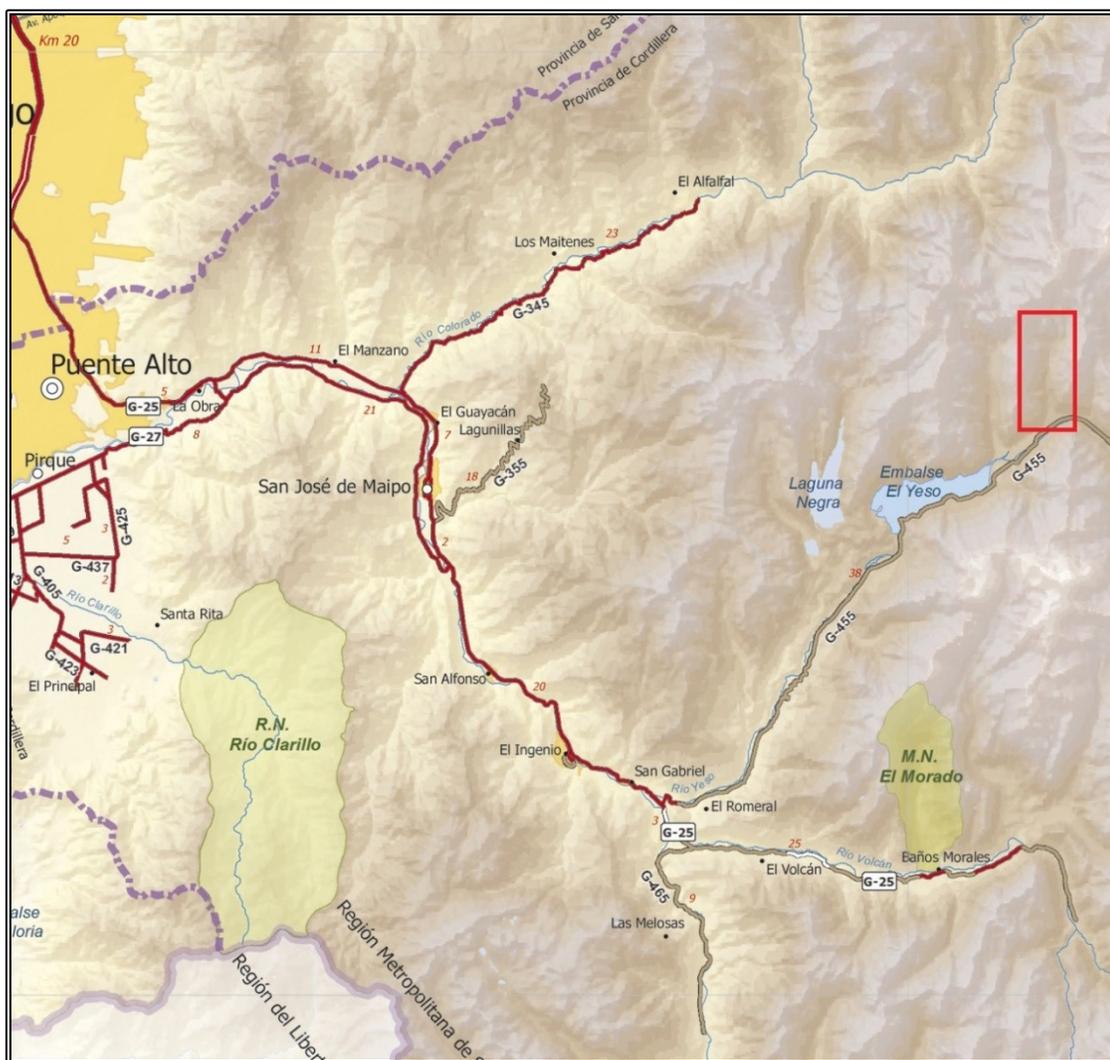


Figura 1.2-A. Acceso al área de estudio. El rectángulo en rojo delimita el cajón del estero Aparejo. Modificado de MOP, 2013.

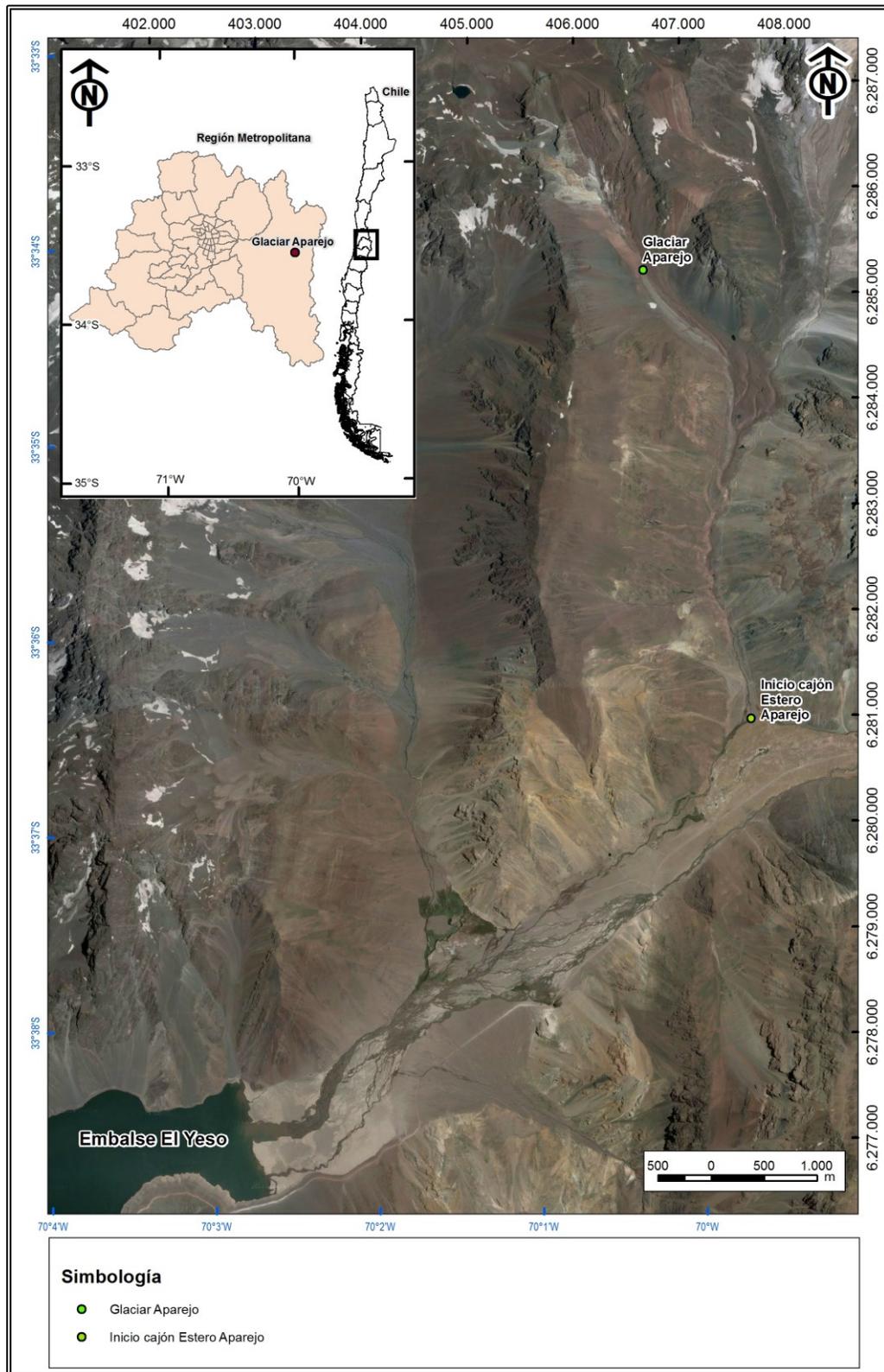


Figura 1.2-B: Ubicación del área de estudio. La imagen de fondo corresponde a un fotomosaico Google Earth de marzo de 2014.

El clima del área de estudio es de carácter mediterráneo, con una prolongada estación seca acorde a la clasificación de Köppen (Peel *et al.*, 2007) y precipitación predominantemente invernal (Carrasco *et al.*, 2008), como da cuenta el registro histórico de la estación pluviométrica Embalse El Yeso, con un promedio anual de 524 mm (DGA, 2015a). A escala regional, la isoterma de 0°C de la temperatura media anual se sitúa a 3.600 m s.n.m. (Carrasco *et al.* 2005, Bodin *et al.*, 2010).

De acuerdo a su porcentaje de impureza, los glaciares se pueden clasificar en glaciares blancos, cubiertos o descubiertos, y glaciares de rocas (Geoestudios, 2008). Como regla general, un glaciar cubierto posee parte de su zona de acumulación (área donde el glaciar retiene y acumula masa) descubierta, como es el caso del glaciar Pirámide, Región Metropolitana, (Ferrando, 2012), mientras que un glaciar de rocas ha de encontrar su zona de acumulación completamente cubierto de detritos (Geoestudios, 2008).

El glaciar Aparejo fue clasificado por Marangunic (1979) antes de su deslizamiento como un glaciar de rocas, no obstante, la evidencia presentada en este estudio da cuenta del glaciar Aparejo actual como un glaciar cubierto. Acorde al catastro actualizado a la fecha, no se ha reportado la presencia de un glaciar blanco en la zona de estudio (DGA, 2014).

En adición al glaciar “50” existe en el valle del Aparejo el glaciar identificado como glaciar “51” en el inventario de glaciares de la Hoya del río Maipo (Marangunic, 1979), cuya escorrentía aporta al cauce del estero Aparejo (figura 1.2-C). Acorde a la descripción hecha por Peña (1980), la cuenca destaca por su abrupto relieve, donde destaca el cerro Aparejo (4.794 m s.n.m.), el cual cierra la cuenca por el norte. El cauce del estero está a 2.500 – 3.000 m s.n.m. y se encuentra encajonado por los acarros de fuerte pendiente que descienden desde los cerros aledaños. Estas circunstancias favorecen en el valle Aparejo la cobertura nival proveniente de las sendas de avalanchas. En las cercanías de los dos glaciares de la cuenca del Aparejo el valle se ensancha, observándose morrenas que marcan las fluctuaciones más recientes.



Figura 1.2-C. Glaciares “50” (glaciar Aparejo) y “51” (encerrados en rectángulo azul) como parte del Inventario de glaciares, Hoya del río Maipo. Modificado de Marangunic (1979).

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

- ❖ Estimar el peligro asociado al deslizamiento de glaciares, en base al estudio de un caso real.

1.3.2. Objetivos específicos

- ❖ Establecer una metodología que permita estimar peligros ligados a la inestabilidad de un glaciar.
- ❖ Realizar un catastro de eventos catastróficos asociados a deslizamientos de glaciares en Chile.
- ❖ Determinar los factores gatillantes del deslizamiento de 1980 del glaciar Aparejo.
- ❖ Caracterizar la topografía, extensión y profundidad del glaciar Aparejo en la actualidad.
- ❖ Elaborar un modelo longitudinal del glaciar Aparejo pre- y post-deslizamiento.
- ❖ Efectuar un análisis de estabilidad mecánica del glaciar.
- ❖ Esclarecer la regeneración del glaciar actual.

1.4. HIPÓTESIS DE TRABAJO

I. Los modelos aplicados recrean las condiciones, características geotécnicas del material del lecho y niveles de saturación, que derivaron en el deslizamiento del glaciar Aparejo.

Bajo esta hipótesis se espera que, al realizar el trabajo, se confeccione un modelo de estabilidad del glaciar Aparejo, antes y después de su deslizamiento, permitiendo obtener diversas combinaciones de factores suficientes para simular el evento.

II. La metodología desarrollada permite evaluar la estabilidad mecánica de un glaciar y la prevención de su deslizamiento.

Se espera que la aplicación de la metodología elaborada en el caso de estudio sea suficiente para la confección de perfiles de estabilidad en distintos tipos de glaciares de Chile central.

1.5. METODOLOGÍA

Para la confección del presente estudio se llevaron a cabo dos campañas de terreno, los días 28 de mayo y 06 de junio de 2015, en las cuales, junto a reconocer el área de estudio, se recolectaron muestras de morrena, hielo y agua para posteriores análisis. De manera adicional, en la segunda salida de terreno, se realizó un levantamiento con radar para hielo y sistema de posicionamiento GNSS a fin de estimar el espesor y extensión del nuevo glaciar en la misma cuenca del glaciar original.

La metodología de trabajo en gabinete y laboratorio contempló lo siguiente:

- ❖ Análisis de granulometría de las muestras de morrena y depósito del deslizamiento, realizados en dependencias del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
- ❖ Registro de precipitación en el área de estudio desde 1970 a la actualidad.
- ❖ Procesamiento de los datos de radar con el software Reflexw, versión 7.5.8.
- ❖ Procesamiento de los datos de posicionamiento e interpolación areal de las profundidades provenientes del radar para hielo y datos de topografía superficial por medio de ArcGIS 10.1.
- ❖ Confección del perfil longitudinal del glaciar Aparejo, antes y después de su deslizamiento, mediante datos GNSS de terreno y el uso de AutoCAD 2014 y Excel 2010.
- ❖ Análisis de estabilidad mecánica, a partir del modelo generado, por medio del uso de los programas computacionales Slope v.8 y REAME2012 (propiedad de Geoestudios).

El detalle de la metodología de procesamiento de los datos de radar, interpolación de los mismos, estimación de volumen del glaciar actual y generación de la topografía subglacial se presenta en el Anexo.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1.1. Antecedentes tectónicos y morfoestructurales

En el dominio al sur de los 33° S, Chile central se caracteriza por poseer un régimen de subducción inclinada, marcada por la reaparición del volcanismo. Este régimen da inicio a lo que se conoce como Zona Volcánica Sur (Cembrano y Lara, 2009). A partir de los 33,5° S se observa la reaparición de la depresión central en el continente junto a una deflexión de la fosa oceánica y el antearco hacia el oeste, siendo la primera rellenada con sedimentos debido al alto aporte continental (Yañez *et al.*, 2002).

Las principales unidades morfoestructurales son resumidas en la figura 2.1.1-A. La cuenca del glaciar Aparejo está emplazada en la Cordillera Principal, cercana al flanco occidental de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua.

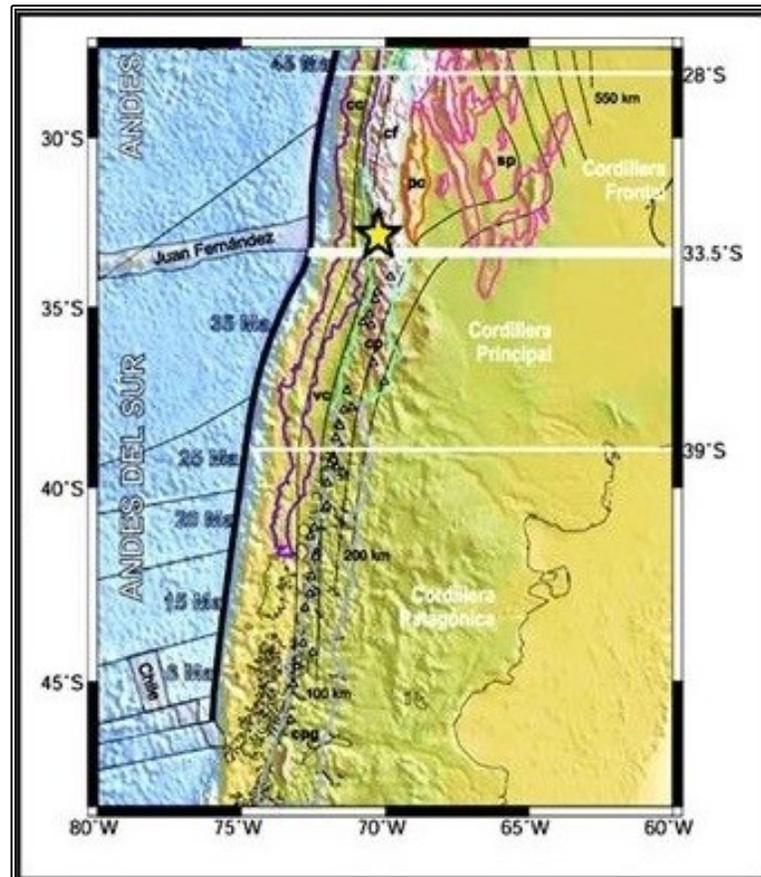


Figura 2.1.1-A. Principales unidades morfoestructurales en Chile central. Área de estudio representada por la estrella amarilla. cc: Cordillera de la Costa, dl: Depresión Intermedia, cf: Cordillera Frontal, sp: sierras Pampeanas, vc: Valle Central, cp: Cordillera Principal. Modificado de Tassara y Yañez, 2003.

Fock (2005) describe cuatro dominios estructurales en los Andes de Chile central (figura 2.1.1-B), de los cuales los dominios 3 y 4, aledaños al área del presente estudio, son descritos a continuación:

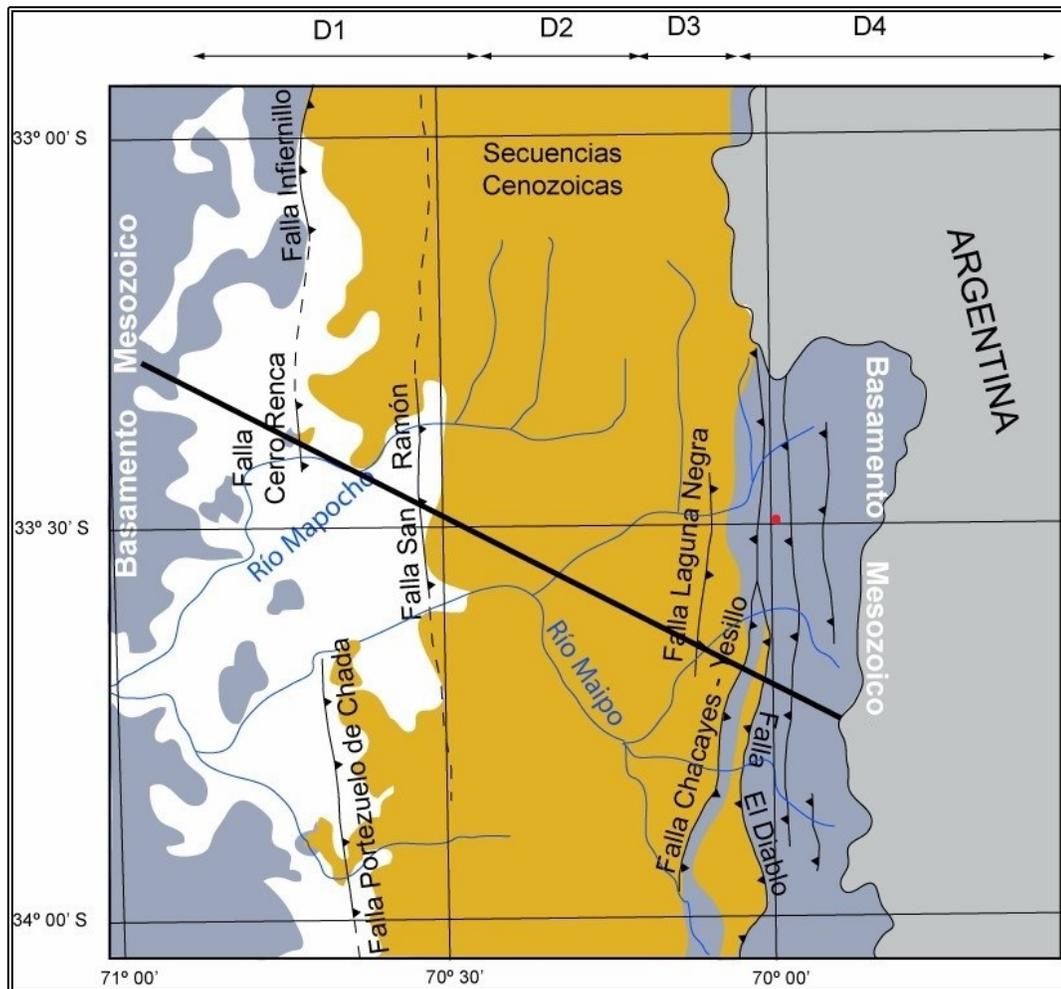


Figura 2.1.1-B. Dominios estructurales en los Andes de Chile central. Ubicación de la cuenca del glaciar Aparejo se señala en rojo. Modificado de Fock (2005).

- ❖ Dominio Estructural III (D3): Se ubica en la parte oriental de la Cordillera Principal Occidental. Las estructuras afectan a la Formación Abanico principalmente, a través de fallas, anticlinales y sinclinales apretados de vergencia al oeste, asociados a retrocorrimientos de la falla más occidental (Falla El Diablo) de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Su límite oriental corresponde a la Falla El Diablo.
- ❖ Dominio Estructural IV (D4): Afecta a las rocas mesozoicas de Cordillera Principal Oriental, y corresponde al comienzo de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Consiste principalmente en corrimientos de vergencia este, algunos fuera de secuencia, que afectan a estructuras desarrolladas previamente.

2.1.2. Principales unidades geológicas

En el sector del embalse El Yeso aflora una serie de unidades volcanosedimentarias e intrusivas que conforman un paquete estratigráfico de más de 8.000 m de potencia, en base a los trabajos de quienes definieron las formaciones del área (Alvarez *et al.*, 1997, 2000; González, 1963; Klohn, 1960; Aguirre, 1960, Thiele y Katsui, 1960). Acorde a la recopilación hecha por Fock (2005), las principales unidades reconocidas en la Cordillera Principal, aledañas al área de estudio, corresponden a lo indicado en las figuras 2.1.2-A y 2.1.2-B.

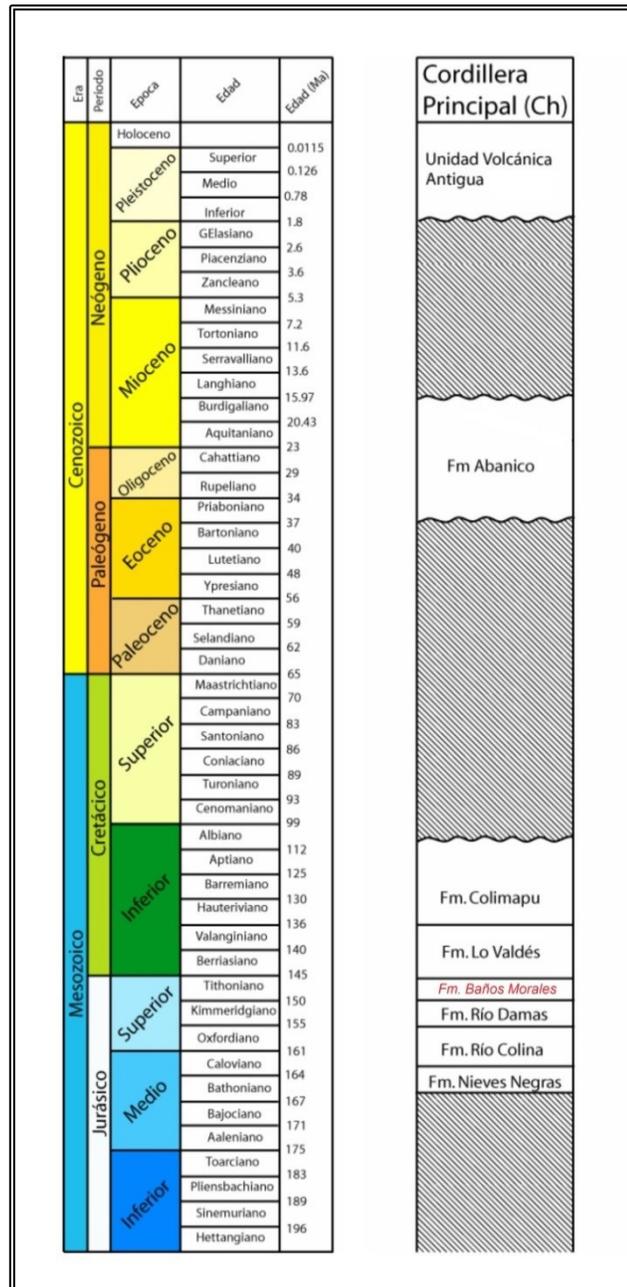


Figura 2.1.2-A. Principales unidades geológicas que afloran en torno al área de estudio. Incluye la Formación Baños Morales definida por Salazar y Stinnesbeck (2015). Modificado de Fock (2005).

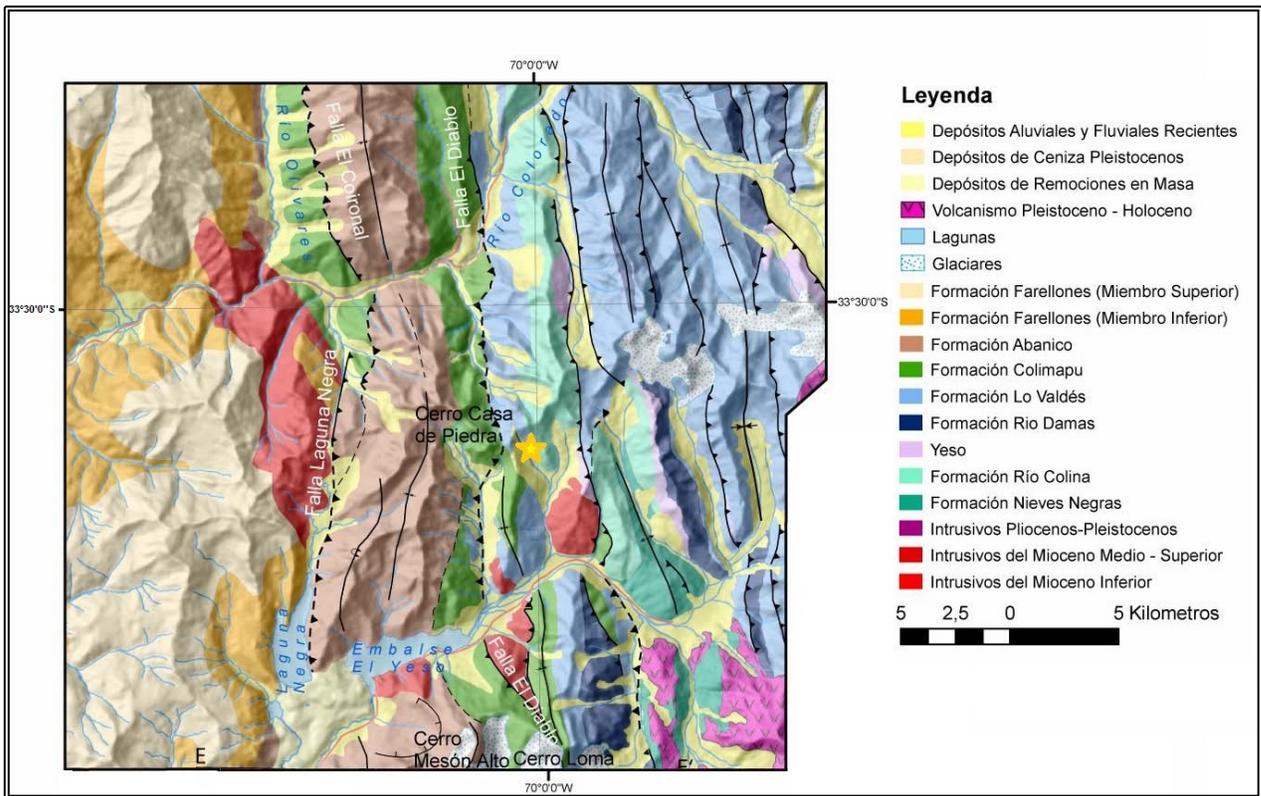


Figura 2.1.2-B. Mapa geológico regional del área de estudio. Ubicación del glaciar Aparejo indicada por la estrella amarilla. Modificado de Fock (2005).

2.1.2.1. Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1999, 2000)

Secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y en forma subordinada niveles de brechas en su base, con una serie rítmica de niveles gruesos de areniscas gruesas y niveles delgados de limolitas en los niveles superiores (Álvarez et al., 1997; Charrier et al., 2002b).

En el área de estudio aflora en el sector de Yeguas Muertas y Nieves Negras, cercano a la frontera con Argentina. A partir del material paleontológico encontrado se le asigna una edad Bathoniano – Caloviano Temprano (Álvarez et al, 1997). Su base no aflora y su techo corresponde a la Formación Río Colina en concordancia. El espesor máximo aproximado es de 400 m y su ambiente de formación correspondería a una zona marina profunda (Godoy, 1993).

2.1.2.2. Formación Río Colina (González, 1963)

Corresponde a una secuencia de sedimentitas marinas compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Además presenta yeso interestratificado y domos diapíricos de yeso que intruyen la serie (Thiele, 1980).

Álvarez *et al.*, (1997), describe tres miembros para la formación: un miembro inferior marino hipersalino, dado por los niveles de yeso evaporítico en la base, un miembro medio fluvial a marino litoral representado por las areniscas rojas y un miembro superior hipersalino correspondiente al yeso presente hacia el techo de la formación, nivel que marcaría el inicio del cierre de la cuenca y que correspondería al nivel de despegue de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Ramos *et al.*, 1997).

Aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal, en aparente concordancia sobre la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1997, Bustamante *et al.*, 2010) y su techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas. La secuencia, definida como se expone más arriba, se reconoce en el Valle del Río Colina y en el Valle del Estero Azufre, localidades donde se ha podido estimar un espesor visible de hasta 800 m. En base a la fauna fósil encontrada, se le asigna una edad Caloviano – Oxfordiano.

2.1.2.3. Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Definida por Klohn (1960), en el valle del río homónimo, como un “complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos y de esporádicos sedimentos químicos”. Thiele (1980) mantiene la misma denominación y la describe como una potente secuencia continental de casi 3000 m de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yeso, expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal.

Esta formación está apoyada de manera concordante sobre la Formación Río Colina (Oxfordiano) y subyace concordantemente a las capas marinas titonianas de la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980), motivo por el cual se le asigna una edad kimmeridgiana a la Formación Río Damas. No se han encontrado niveles fosilíferos a la fecha. El ambiente deposicional ha sido considerado continental, subaéreo y lacustre (Klohn, 1960) o fluvial (Álvarez *et al.*, 1999)

2.1.2.4. Formación Lo Valdés (González, 1963)

Se define la Formación Lo Valdés como una secuencia de lavas andesíticas con algunas intercalaciones de sedimentos marinos en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam *et al.*, 1986), expuestos en la Cordillera Principal Oriental (Fock, 2005). González (1963) establece que la Formación Lo Valdés corresponde a “un conjunto sedimentario fosilífero, constituido por tres miembros de los cuales el intermedio se compone de sedimentos clásticos”.

La base y el techo de esta formación son concordantes con las formaciones Río Damas y Colimapu, respectivamente (Thiele, 1980; Palma, 1991). Su espesor estimado es de 1350 m, y se le asigna una edad mediante fósiles Titoniano – Hauteriviano (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam *et al.*, 1986).

2.1.2.4.1. Formación Baños Morales y redefinición de Lo Valdés

Una nueva definición de la Formación Lo Valdés es propuesta por Salazar y Stinnesbeck (2015), en la cual se asigna el miembro inferior “Spilitas”, definido por Biró (1964) como una nueva formación denominada Formación Baños Morales, de 760 m de espesor, compuesta

predominantemente por andesitas porfíricas y brechas volcánicas, con algunas intercalaciones sedimentarias con niveles fosilíferos de ammonites y otros moluscos, que permiten indicar una edad titoniana temprana a media.

Acorde a lo anterior, la Formación Lo Valdés, consistente solo de rocas sedimentarias, en su localidad tipo (Cerro Catedral, ribera sur del río El Volcán) posee 539 m de espesor y sobryace de manera concordante a la Formación Baños Morales y subyace del mismo modo a la Formación Colimapu. La composición litológica y el contenido biótico de la Formación Lo Valdés permiten interpretar ambientes costero, de transición a altamar y de altamar (Salazar y Stinnesbeck, 2015).

2.1.2.5. Formación Colimapu (Klohn, 1960)

Definida por Klohn (1960) en la quebrada homónima, afluente del río Maipo, como “un conjunto sedimentario de origen terrestre”, el cual subyace en discordancia angular la Formación Coya-Machalí (equivalente a la Formación Abanico). Expuesta en el límite occidental de la Cordillera Principal Oriental (Fock, 2005), corresponde a una secuencia continental predominantemente rojiza de areniscas y lutitas, conglomerados de matriz arenosa, con intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas, en capas discontinuas. Acorde a Thiele (1980), se superpone concordantemente y en transición paulatina a los estratos de la Formación Lo Valdés y subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 1996, Charrier *et al.*, 2002a). No obstante, el hiato temporal entre la Formación Colimapu y la Formación Abanico sugiere que el techo de la primera constituye una importante superficie de erosión. Su espesor alcanza un valor aproximado de 2000 m.

La edad mínima para esta formación, determinada mediante carófitas fósiles, sería Albiana (Martínez y Osorio, 1963), y su edad máxima, de acuerdo a la edad asignada a la subyacente Formación Lo Valdés, correspondería al Hauteriviano (Thiele, 1980).

2.1.2.6. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Esta formación, definida por Aguirre (1960) en la provincia de Aconcagua, como “una secuencia de volcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominantes gris pardo y púrpura rojo-grisáceo” está constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), formando lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier *et al.*, 2002a; Nyström *et al.*, 2003).

El espesor de todo el conjunto se estima en 3000 m, aun cuando se acepta que éste aparece aumentado por las numerosas intrusiones de filones-manto y lacolitos andesíticos. Su base se encuentra en discordancia erosiva con la Formación Colimapu y su techo está marcado por una discordancia angular con la Formación Farellones (Thiele, 1980). Fock (2005) establece que el contacto con la sobryacente Formación Farellones es transicional y con amplias variaciones norte – sur y este – oeste, reportándose en diversos sectores de manera discordante como pseudo-concordante (Charrier *et al.*, 2002a) o concordante o en contacto por falla (Godoy *et al.*, 1999).

Mediante dataciones radiométricas U-Pb en circones, la edad de la Formación Abanico se estima entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior (Jara y Charrier, 2014). Su ambiente de deposición correspondería a una amplia cuenca de intra-arco (cuenca de Abanico), bajo un régimen

extensional con volcanismo activo cuya signatura geoquímica no representaría un arco volcánico típico (Muñoz *et al.*, 2006; Jordan *et al.*, 2001). Dicha cuenca habría sido posteriormente invertida durante un proceso de inversión tectónica generalizado en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Charrier *et al.*, 2002a, 2005, 2007).

2.1.2.7. *Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)*

Acorde a la definición de Thiele y Katsui (1969), esta unidad corresponde a los esqueletos de volcanes extinguidos, formados principalmente de coladas andesíticas y traquiandesíticas, asociadas a edificios volcánicos del Pleistoceno (Thiele, 1980), las cuales afloran en el área fronteriza (Volcán Tupungato y Cerro Marmolejo, en el área de estudio).

Bustamante *et al.* (2010) sostiene que los depósitos del extinto volcán Marmolejo corresponden a una espesa sucesión de lavas de gran extensión y manteo suave, con escasos depósitos piroclásticos y/o epiclásticos.

2.1.2.8. *Intrusivos Miocenos*

2.1.2.8.1. Unidad Intrusiva II

Definida por Thiele (1980), en la Hoja de Santiago, esta unidad se encuentra representada por cuerpos de menor extensión tales como stocks, lacolitos, filones-manto y diques, que cortan profusamente unidades mesozoicas en el área de estudio.

Bustamante *et al.*, (2010) realiza una compilación de las principales unidades intrusivas que se observan en las cercanías de las Termas del Plomo. Por tratarse de un informe inédito, las siguientes descripciones son meramente referenciales:

2.1.2.8.2. Granodiorita Cerro Mesón Alto

Cuerpo intrusivo que aflora en la ribera sur del Embalse El Yeso, como parte del cerro Mesón Alto. Asignado a los plutones granodioríticos del Complejo Plutónico El Teniente, posee una edad de 11 – 12 Ma aproximadamente (Kay y Kurtz, 1995; Kurtz *et al.*, 1997; Deckart *et al.*, 2010).

2.1.2.8.3. Intrusivo Casa de Piedra

Esta unidad intrusiva aflora a los costados del río Yeso aguas arriba del embalse homónimo. Intruye a las fangolitas de la Formación Lo Valdés, evidenciado por las aureolas de contacto. Producto de una fuerte alteración y mineralización, la litología de este cuerpo intrusivo no ha sido posible de determinar. Edad miocena (Bustamante *et al.*, 2010).

2.1.2.8.4. Stock Termas

Aflora en el sector de las Termas del Plomo intruyendo a las facies arenosas de la Formación Río Damas. Corresponde a un intrusivo de grano grueso a medio, el cual se ramifica en diques y filones-manto. Los diques son de grano más fino y más félsicos, llegando a ser aplíticos con alteración color verde (Bustamante *et al.*, 2010).

2.1.2.8.5. Intrusivo Rocas Negras

Intrusivo porfírico de grano fino, el cual aflora en el cerro Rocas Negras en el lado oriental y en las cabeceras del estero Aparejo. Intruye a las facies arenosas de la Formación Lo Valdés y tiene una edad miocena (Bustamante *et al.*, 2010).

2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

La geología local del área de estudio ha sido estudiada en detalle solo por los trabajos de Thiele (1980) y Bustamante *et al.* (2010), que presentan cartografía 1:250.000 y 1:25.000, respectivamente. Como parte de los antecedentes para el reconocimiento de las principales unidades en la cuenca del estero Aparejo, se emplea la imagen de la figura 2.2-A, correspondiente a la fotografía aérea 24952 de los vuelos Hycon de 1956.

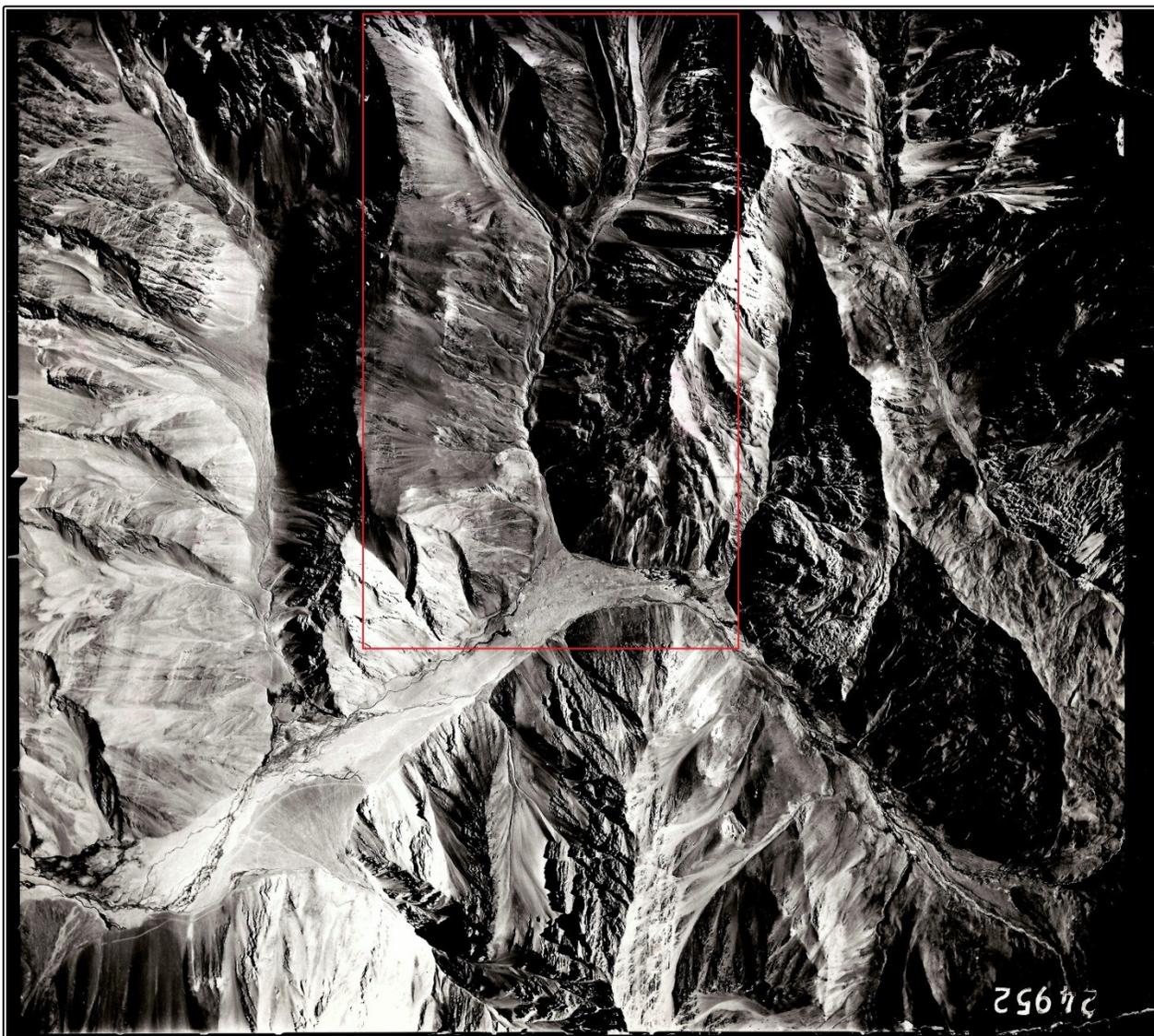


Figura 2.2-A. Fotografía aérea Hycon de 1956 que enmarca el área de estudio (rectángulo en rojo). Imagen cortesía de la Dirección General de Aguas.

De acuerdo a las observaciones hechas en las salidas de terreno de mayo y junio 2015, junto a los trabajos de Fock (2005) y Bustamante *et al.* (2010), se presenta la siguiente descripción de la geología local, resumida en el mapa geológico esquemático del lugar de estudio (figuras 2.2-B y 2.2-C).

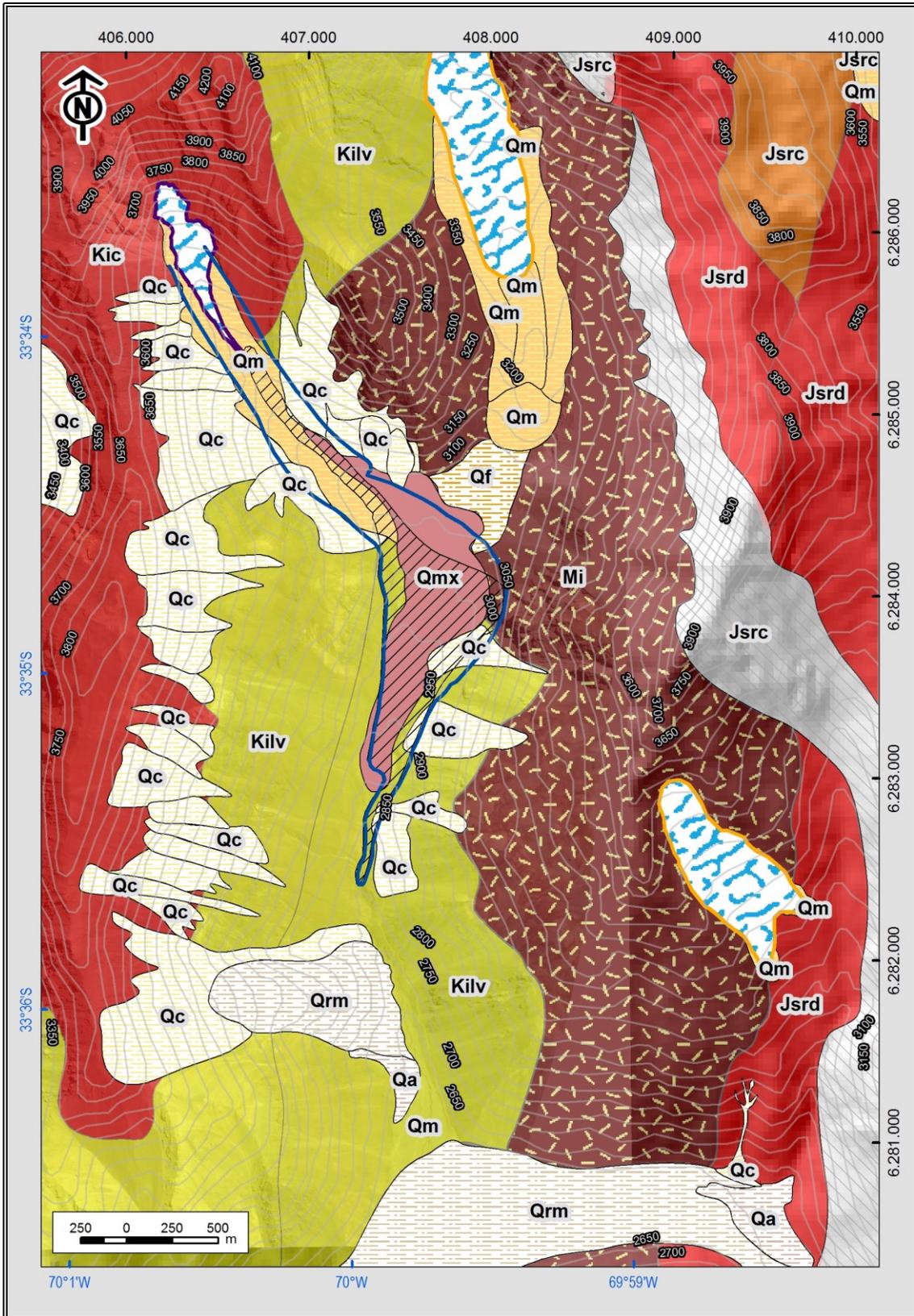


Figura 2.2-B. Mapa geológico esquemático del área de estudio. Leyenda en página siguiente. Adaptado de Marangunic (1997), Fock (2005) y Bustamante *et al.* (2010).

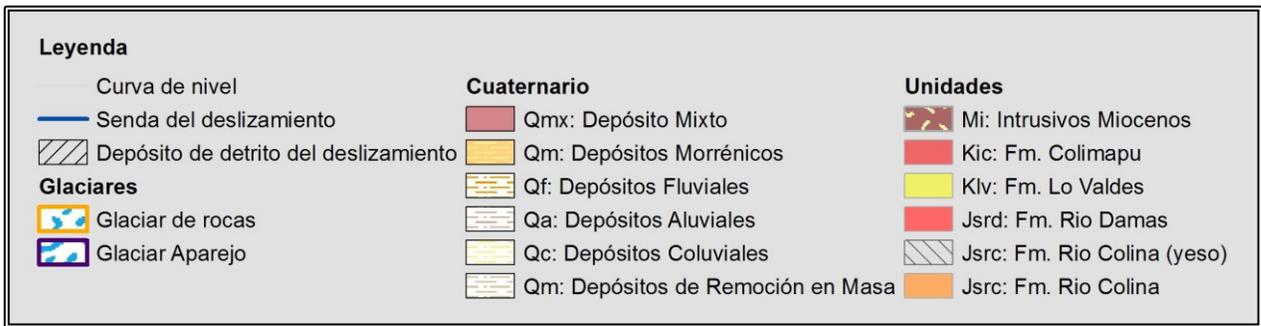


Figura 2.2-C. Leyenda mapa geológico esquemático.

2.2.1. Rocas estratificadas

Los niveles estratificados que afloran en el cajón del estero Aparejo corresponden a rocas sedimentarias provenientes de la Formación Lo Valdés y Formación Colimapu (figura 2.2.1-A), las cuales estarían en contacto por falla (Thiele, 1980).

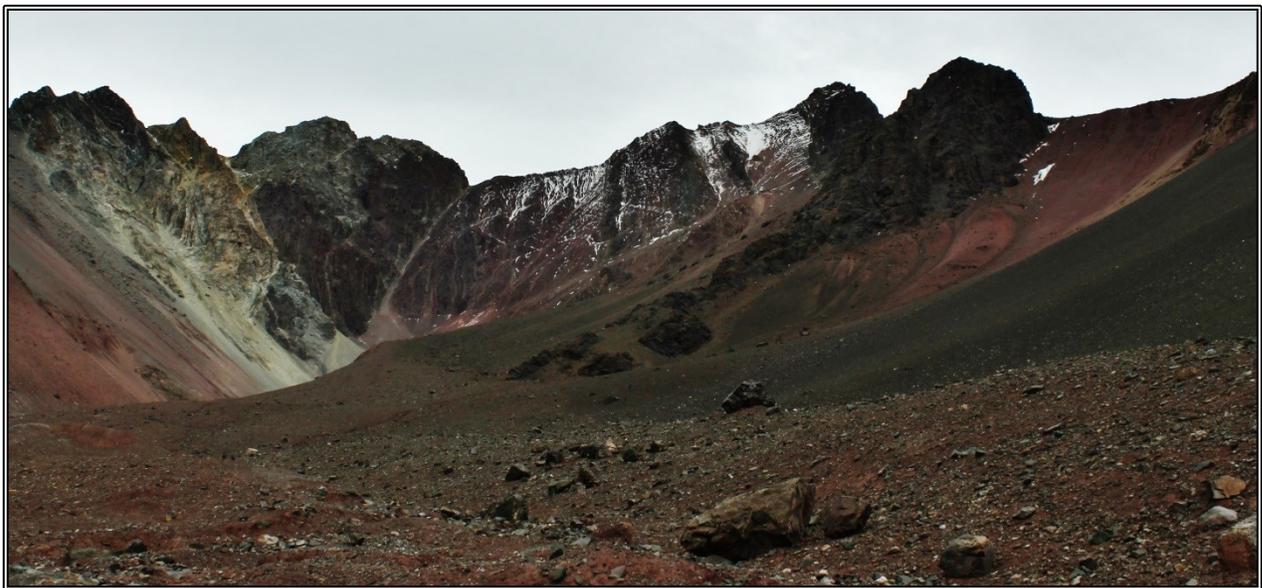


Figura 2.2.1-A. Unidades estratificadas presentes en el cajón del estero Aparejo. Vista hacia el noroeste. De izquierda a derecha: cuerpo intrusivo con alteración hidrotermal, rocas de la Formación Colimapu (centro de la foto), niveles arenosos de la Formación Lo Valdés (derecha de la imagen).

2.2.1.1. *Formación Lo Valdés*

Las rocas de la Formación Lo Valdés afloran a lo largo de los dos primeros tercios del borde occidental de la cuenca del Estero Aparejo. En el flanco oriental del inicio del glaciar, se observa una secuencia bien estratificada que ha sido cartografiada como parte de esta formación

(Bustamante *et al.*, 2010; figura 2.2.1.-A). Se caracterizan por presentarse en niveles estratificados, de color amarillo–rojizo con manteo subvertical (figura 2.2.1.1-A). Principalmente corresponden a areniscas de grano fino a medio. No se reconocieron niveles fosilíferos ni restos de fauna fósil en los depósitos no consolidados a lo largo del cajón.

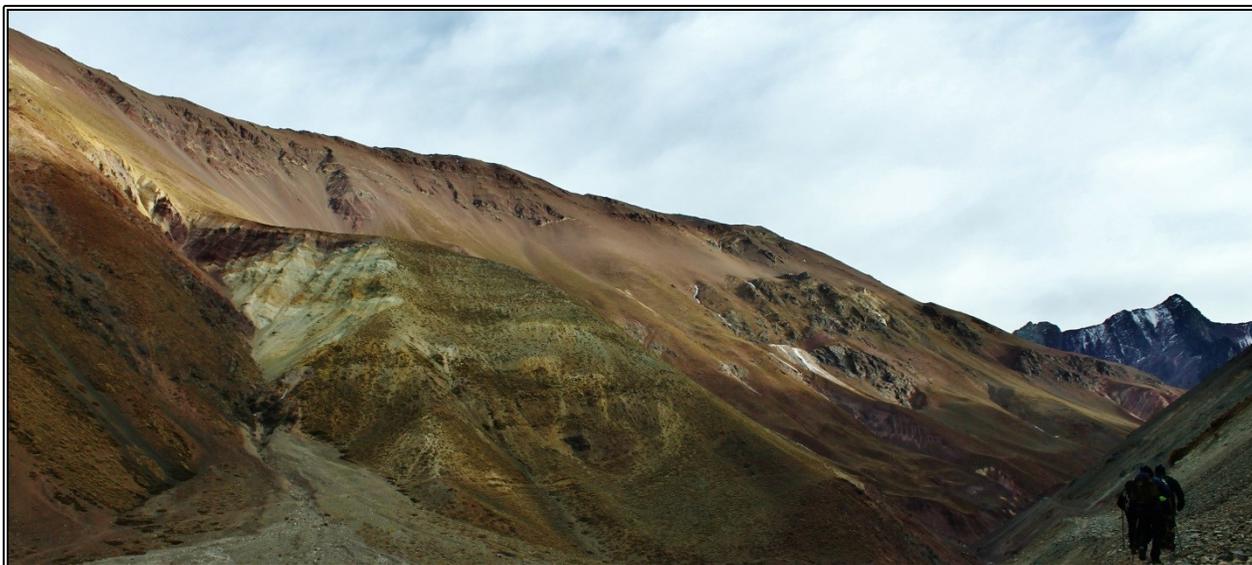


Figura 2.2.1.1-A. Estratos de la Formación Lo Valdés aflorando en el borde occidental del inicio del cajón del Estero Aparejo. Depósitos rojizos en la parte superior corresponden a niveles de la Formación Colimapu. Vista hacia el noroeste.

2.2.1.2. Formación Colimapu

Esta formación predomina en el borde occidental de la cuenca y enmarca la totalidad del área cubierta por el glaciar. Aflora en la parte superior de la cuchilla que separa el cajón del estero Aparejo con el cajón Casa de Piedra (figura 2.2.1.1-A) y en la cabecera del glaciar.

Se presenta en forma de niveles estratificados subverticales, con una alternancia de estratos rojizos oscuros. Principalmente compuesta por areniscas rojas de origen continental, está fuertemente intruida por diques y filones a lo largo del área de estudio. En particular, destaca en la cabecera del glaciar Aparejo cómo los niveles de la Formación Colimapu se ven interrumpidos por un cuerpo intrusivo que da cuenta de una evidente alteración hidrotermal (figura 2.2.1.2-A).



Figura 2.2.1.2-A. Estratos subverticales de la Formación Colimapu (centro de la imagen) en la cabecera del glaciar Aparejo. Se distingue la fuerte alteración hidrotermal asociada al cuerpo intrusivo en el flanco occidental de la parte superior de la cuenca. Vista hacia el noroeste.

2.2.2. Rocas intrusivas

Dos unidades intrusivas principales son reconocidas en el valle del estero Aparejo (figura 2.2.-A).

2.2.2.1. *Intrusivo Rocas Negras*

Descrito por Bustamante *et al.* (2010) como “un intrusivo porfírico de grano fino, rico en plagioclasa y anfíbola alterada a clorita, con vetillas de ortoclasa”. Este cuerpo aflora en el cerro Rocas Negras en el lado oriental y en las cabeceras del estero Aparejo. Según Bustamante *et al.* (2010), en el lado occidental del estero Aparejo aflora un filón-manto el cual intruye a las facies arenosas de la Formación Lo Valdés, de mineralogía similar al intrusivo Rocas Negras y diferencias texturales (figura 2.2.2.1-A).



Figura 2.2.2.1-A. Afloramientos no estratificados (posible filón-manto) entre los niveles arenáceos de la Formación Lo Valdés, borde occidental del estero Aparejo. Vista hacia el oeste.

2.2.2.2. *Intrusivo sin identificar*

Corresponde al cuerpo no estratificado con fuerte alteración hidrotermal emplazado en el borde occidental de la cabecera del glaciar Aparejo (figuras 2.2-A, 2.2.1-A, 2.2.1.2-A). Esta unidad alterada aportaría al fuerte predominio de arcilla en la cuenca, descrito por Peña (1980).

2.2.3. Depósitos no consolidados

2.2.3.1. *Depósitos aluviales*

Gravas y algunos clastos tamaño bloque emplazados al inicio del cajón del estero Aparejo (figura 2.2.3.1-A). En general, en el área de estudio estos depósitos están formados por clastos tamaño bloque a grava, arenas, limos y arcillas (Thiele, 1980).



Figura 2.2.3.1-A. Depósitos aluviales al inicio del cajón del Aparejo (costado inferior izquierdo de la foto). Imagen tomada en dirección hacia el sur. Se observa parte del abanico coluvial (centro inferior de la imagen).

2.2.3.2. *Depósitos coluviales*

Predominan a lo largo de la cuenca del estero Aparejo. Se distingue un depósito con forma de abanico en el flanco occidental al inicio del cajón (figura 2.2.1.1-A, esquina inferior izquierda, figura 2.2.3.1-A). Estos depósitos tienden a formar escombros en las faldas de las laderas de los cerros y pueden llegar a formar abanicos de fuerte pendiente (Bustamante *et al.*, 2010).

2.2.3.3. *Depósitos fluviales*

Presentes en torno al cauce del estero Aparejo, estos depósitos se han mantenido en el área pese al deslizamiento del glaciar y el consecuente emplazamiento del depósito asociado, como lo revelan las imágenes aéreas del sector (figura 2.2-A). Se componen principalmente de clastos tamaño bloque a gravas, arenas y limos y arcillas, relacionados con las unidades de las formaciones Colimapu, Lo Valdés e intrusivos aledaños (figura 2.2.3.3-A).



Figura 2.2.3.3-A. Depósitos fluviales en la conjunción de esteros afluentes al estero Aparejo. Vista hacia el noreste.

2.2.3.4. *Depósitos morrénicos*

Se distinguen morrenas laterales y frontales como parte del sistema morrénico de los glaciares Aparejo y “51” (figura 2.2.3.4-B). Las morrenas del glaciar Aparejo deslizado se caracterizan por un marcado color rojizo, a raíz de los sedimentos provenientes de los niveles arenáceos de la Formación Colimapu (figura 2.2.3.4-A). Son depósitos mal seleccionados, con clastos angulosos que gradan desde tamaño bloque a limo y arcilla.



Figura 2.2.3.4-A. Morrenas laterales del glaciar Aparejo deslizado. Se distingue además el perfil en U característico de un valle glacial hacia el fondo del cajón. Vista hacia noroeste.



Figura 2.2.3.4-B. Frente morrénico del glaciar “51”, aledaño al glaciar Aparejo. Vista al noreste. A la izquierda de la imagen se distinguen coluvios oscuros provenientes de un cuerpo intrusivo similar al intrusivo Rocas Negras.

2.2.3.5. *Depósito mixto*

Corresponde a la principal unidad no consolidada del área de estudio. Matriz soportada, está compuesto por clastos angulosos, mal seleccionados, envueltos en una matriz rojiza de arena media y arcillas. Sus niveles presentan una leve laminación con manteo hacia el sur. Su espesor varía desde 2 a 15 m en algunas localidades (figuras 2.2.3.3-A, 2.2.3.5-A) a lo largo del cajón del estero Aparejo.

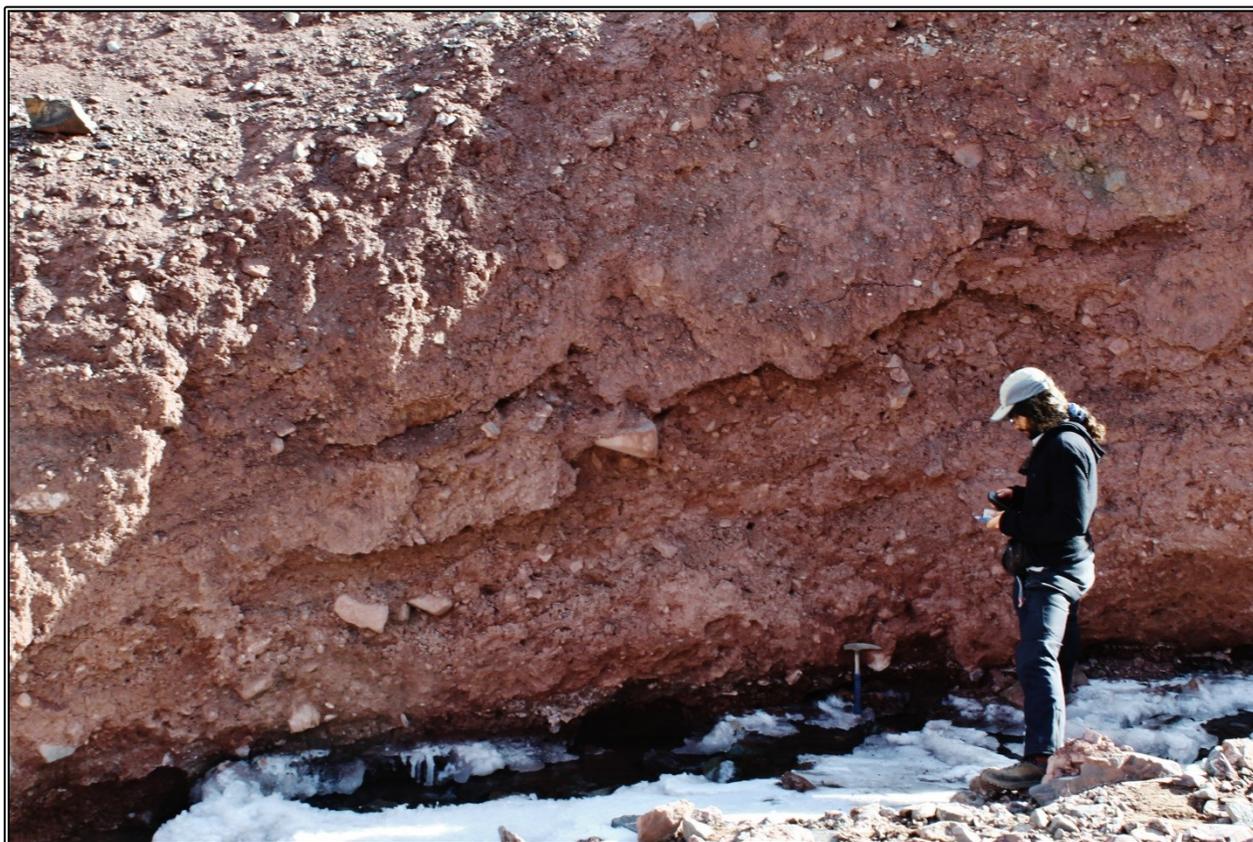


Figura 2.2.3.5-A. Depósito mixto al borde de uno de los cauces afluentes del estero Aparejo. Imagen tomada en dirección al oeste. Se aprecia laminación con leve manteo hacia el sur.

La génesis de este depósito, abundante en la cuenca del estero Aparejo, no ha sido esclarecida a la fecha. Marangunic (1997) cartografía el depósito asociado al deslizamiento del glaciar Aparejo como la unidad aquí descrita, no obstante, evidencia histórica revela que esta unidad ya se encontraba emplazada en el área años antes de la remoción del glaciar, como así lo revela la imagen aérea Hycon de 1956 (figura 2.2.-A).

Estos depósitos pueden ser parte de una gran remoción en masa proveniente de la misma cuenca ocupada por el glaciar Aparejo, dadas las características texturales de los sedimentos que la componen (matriz, color, litología) o bien ser relictos de los depósitos morrénicos asociados al último máximo glacial en los Andes Centrales, 22 – 18 ka AP (Ormeño, 2007). Una tercera alternativa a considerar radica en que la unidad tendría un origen mixto, entre depósito de remoción en masa y depósitos glaciales, como es el caso del Depósito Mesón Alto, propuesto por Deckart *et al.* (2014).

3. RESULTADOS

3.1. MODELAMIENTO ESPACIAL DEL GLACIAR

El modelamiento espacial del glaciar Aparejo considera la caracterización de la topografía superficial y subglacial en sus condiciones actuales. Con tal de confeccionar el modelo de estabilidad mecánica del glaciar, se emplean los resultados expuestos extrapolándolos a la geometría estimada del glaciar momentos antes de su deslizamiento, como se explyaya en el apartado 3.3. No obstante, los resultados aquí presentados serán empleados para el análisis de estabilidad del glaciar Aparejo en la actualidad.

3.1.1. Levantamiento con radar para hielo

El sábado 06 de junio se realizó un levantamiento con radar para hielo en el glaciar Aparejo. La medición cubrió 2,6 km a lo largo del glaciar, de los cuales los primeros 800 m se recorrieron de manera longitudinal hacia la cabecera del glaciar y el resto en tramos diagonales de retorno hacia abajo, delimitando el contorno del hielo hacia el frente. En la imagen de la figura 3.1.1-A se da cuenta del levantamiento en la parte alta del glaciar.

A partir del track del radar y apoyado de imágenes satelitales, se genera un polígono que delimita la extensión actual del glaciar Aparejo. La figura 3.1.1-B señala el recorrido realizado en el glaciar junto a la estimación de su límite en la actualidad. El área del polígono resultante es de 11,8 ha, con un perímetro de 2,6 km y 1,13 km de largo.



Figura 3.1.1-A. Levantamiento con radar para hielo en la parte alta del glaciar Aparejo. Vista hacia el sureste.

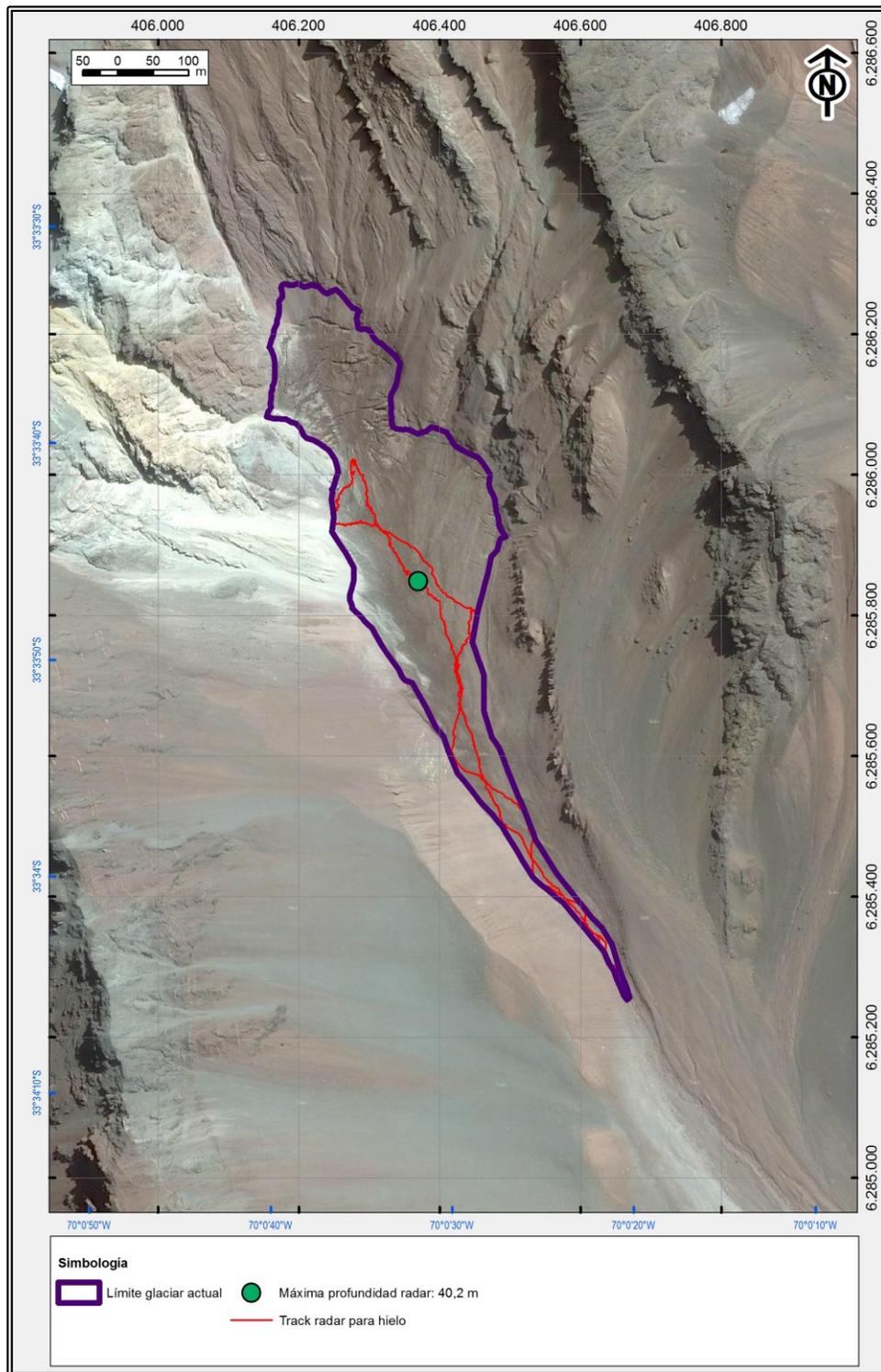


Figura 3.1.1-B. Recorrido realizado con el radar para hielo (rojo), contorno del glaciar Aparejo actual generado a partir del radar (morado) y punto de máximo espesor de hielo (verde). Imagen de fondo corresponde al fotomosaico Yandex Maps de fecha no identificada.

3.1.2. Estimación de profundidad

Acorde a la metodología establecida en el anexo A, se realiza la estimación de la profundidad a lo largo del recorrido hecho durante el levantamiento con radar para hielo. La profundidad máxima obtenida es de 40,2 m. En la tabla 3.1.2-A se da cuenta de la estadística de los datos de profundidad provenientes del radar.

Tabla 3.1.2-A. Estadística de los valores obtenidos de los datos de radar para hielo

Promedio	Máximo	Mínimo
19,5	40,2	10,2

Como criterio empleado al procesar los datos de radar con el software Reflexw se considera la detección de espesor mínima del radar de 10 MHz equivalente a 10 metros, que está condicionada principalmente por la llegada de la señal superficial en la interfaz aire-hielo, que enmascara los retornos de fondo en los primeros 120 nano segundos, de modo que todo valor de profundidad estimado inferior a 10 m no es considerado, otorgando un total de 1.417 puntos procesados. Para la identificación precisa del reflector correspondiente al lecho del glaciar se analiza el diagrama de amplitud (figura A.1-B) considerando una serie de procesamientos. En la figura 3.1.2-A se presenta el radargrama completo del perfil efectuado de 2,6 km de largo.

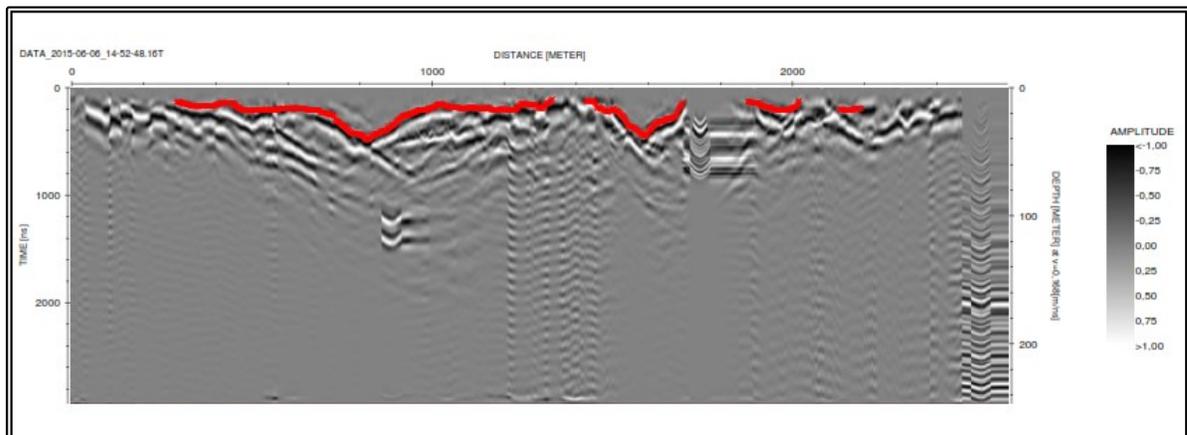


Figura 3.1.2-A. Radargrama del levantamiento con radar para hielo de 2,6 km de largo en el glaciar Aparejo con interpretación del lecho del glaciar en rojo. Profundidad máxima de 40,2 m de hielo. Los ejes laterales corresponden al tiempo de viaje de la señal en ns (izquierda) y profundidad (derecha), considerando una velocidad de 16,8 cm/ns.

La posterior incorporación de los datos de profundidad a ArcGIS se lleva a cabo una vez exportada la información desde Reflexw, versión 7.5.8. En la figura 3.1.2-B se señala la cobertura con los datos de profundidad provenientes del radar, proyectados en el área de estudio.

Como la imagen satelital lo revela, en el tramo superior del glaciar, entre la cabecera y el segmento de mayor cota de los datos de radar, se infiere que existe una porción del glaciar de profundidad considerable, evidenciado por las observaciones en terreno de las grietas tensionales en el área. Producto de limitaciones propias de tiempo cronológico y seguridad en el

desplazamiento en terreno al momento de efectuar el levantamiento con radar para hielo, no fue posible acceder a dicha sección del glaciar, de modo que para efectos de la interpolación espacial de los datos de profundidad, no se considera dicho tramo.

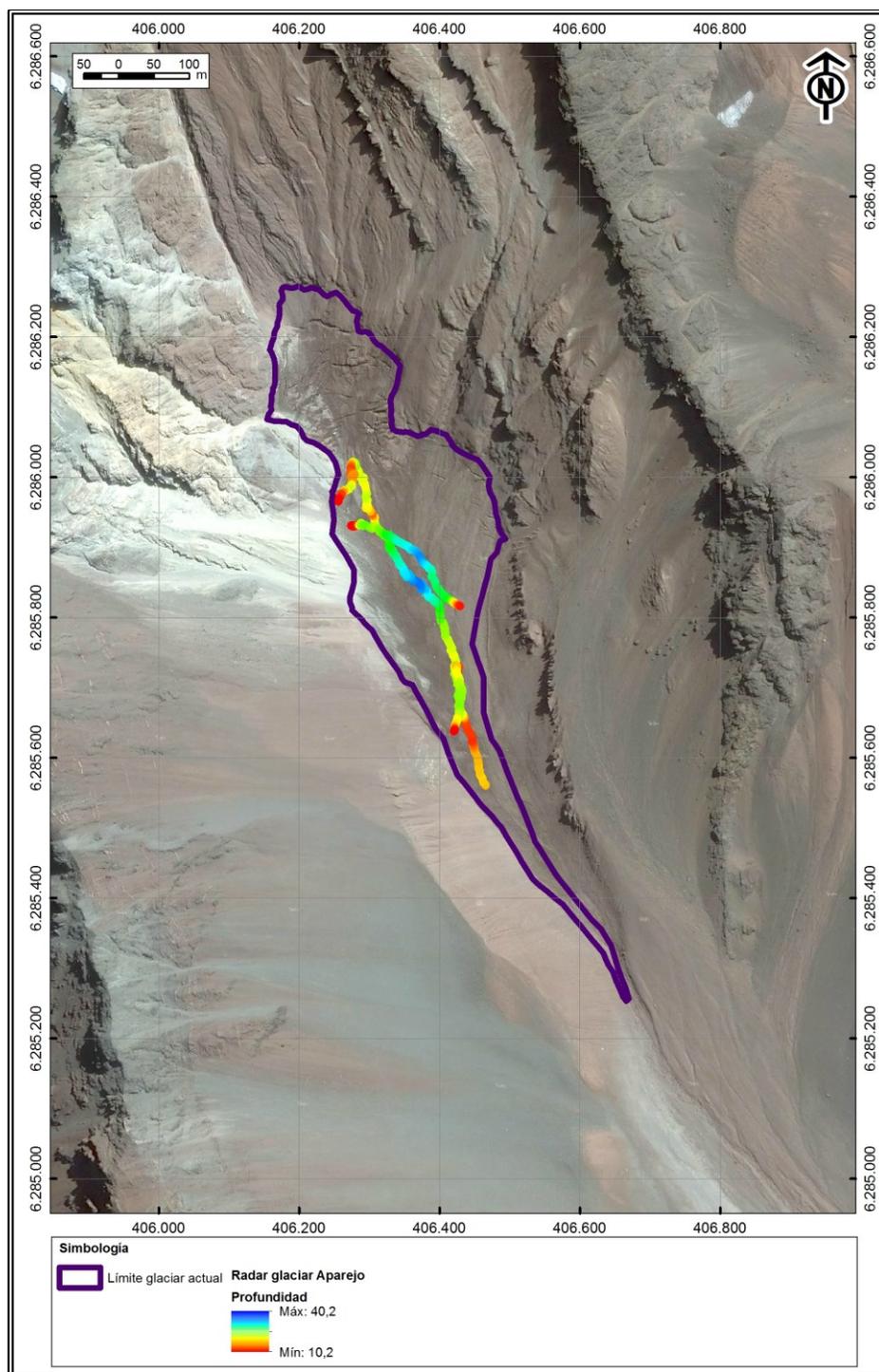


Figura 3.1.2-B. Vista en planta de los datos de profundidad proyectados en el glaciar Aparejo.

3.1.3. Interpolación de los datos

Acorde a lo expresado en el Anexo B, la interpolación de los datos de profundidad se lleva a cabo utilizando el software ArcGIS 10.2.

En la figura 3.1.3-A se presenta la interpolación resultante en la cual se da cuenta además de las áreas con menor densidad de datos de radar, a tener en cuenta para el cálculo de la topografía subglacial.

La estimación de la profundidad media del glaciar a partir de la interpolación IDW, *Inverse Distance Weighted*, otorga un valor de 11,96 m. Este valor es considerado para el cálculo del volumen, como se detalla en el apartado 3.1.4.

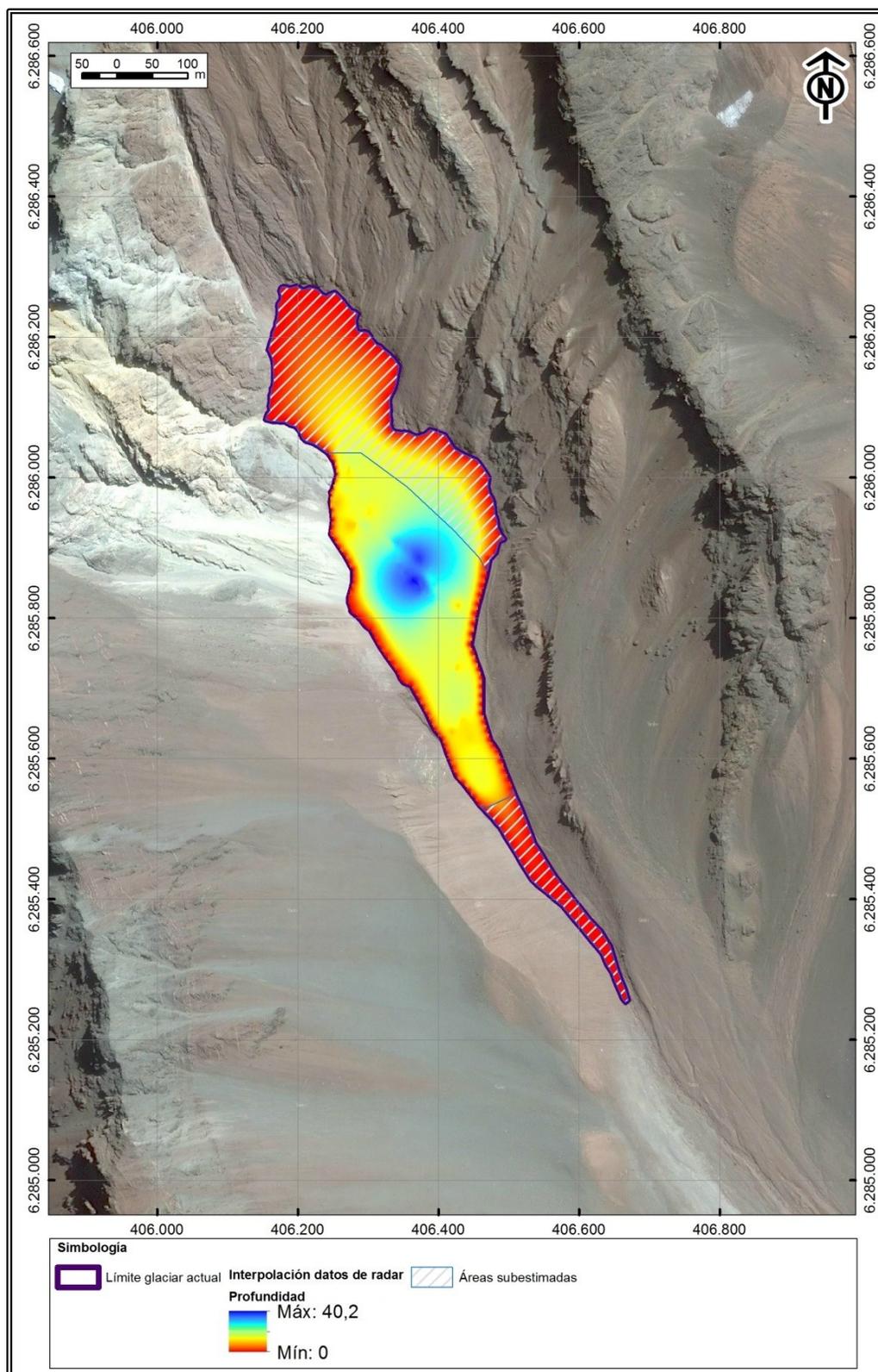


Figura 3.1.3-A. Interpolación de los datos de profundidad. El área achurada corresponde a las secciones con subestimación de los valores de profundidad, dada la falta de datos de radar en dicha superficie.

3.1.4. Volumen del glaciar

Tal y como se indica en el Anexo C, el volumen del glaciar se estima a partir del espesor medio obtenido de la interpolación IDW, el espesor medio obtenido mediante la fórmula paramétrica de Geoestudios (comunicación personal, 2015) y a través del empleo de la relación paramétrica de Chen y Ohmura (1990). En la tabla 3.1.4-A se indican los resultados del cálculo aplicando las metodologías indicadas, cuyos valores correspondientes a este estudio (datos de radar e interpolación IDW) se escogen para los análisis posteriores.

Tabla 3.1.4-A. Estimación de volumen del glaciar Aparejo.

	Fórmula paramétrica Chen y Ohmura (1990)	Fórmula paramétrica Geoestudios (comunicación personal, 2015)	Este estudio (datos de radar e interpolación IDW)
Área [km²]	0,12	0,12	0,12
Espesor medio [m]	13,3	20,2	12,0
Volumen [10⁶ m³]	1,57	2,38	1,41

3.1.5. Topografía superficial

Análogo al procesamiento de los datos de profundidad provenientes del radar para hielo, se lleva a cabo la interpolación de los valores de cota de la superficie del glaciar obtenidos mediante mediciones con un receptor GNSS en modo diferencial, el día sábado 06 de junio de 2015, utilizado en el levantamiento con radar en el glaciar Aparejo.

Los datos fueron corregidos en base a la altura a la que se encontraba la antena móvil (1,8 m) y, a fin de cotejarlos con la altura entregada por el modelo de elevación digital del radar SRTM del año 2000, se recalcularon desde el sistema de referencia altimétrico elipsoidal a ortométrico.

En la figura 3.1.5-A se da cuenta de los puntos con información de cota junto al área a considerar para la interpolación mediante el método IDW. Dicho procesamiento entrega una cota media de 3461,6 m s.n.m. para el área interpolada. El resultado obtenido se presenta en la figura 3.1.5-B.

Para completar la topografía en superficie y poder emplearla en el modelo multicapas del glaciar, se emplean los valores del modelo de elevación digital SRTM v.3 del año 2000, cuya resolución espacial corresponde a 1 arco/segundo (30 m, Shuttle Radar Topography Mission, Farr *et al.*, 2007). Otra corrección se aplica a los datos de cota en virtud de la diferencia existente entre aquellos valores interpolados del sistema GNSS y los del modelo de elevación digital SRTM. El cálculo de la diferencia entre datos GNSS 2015 y SRTM 2000 entrega un adelgazamiento promedio de 12 m en el periodo de 15 años, información que, si bien permite realizar un balance de masa geodésico del glaciar Aparejo, escapa a los alcances de este estudio. La topografía superficial resultante del glaciar se presenta en la figura 3.1.5-C, modelo del cual se obtiene una cota media de 3549,6 m s.n.m.

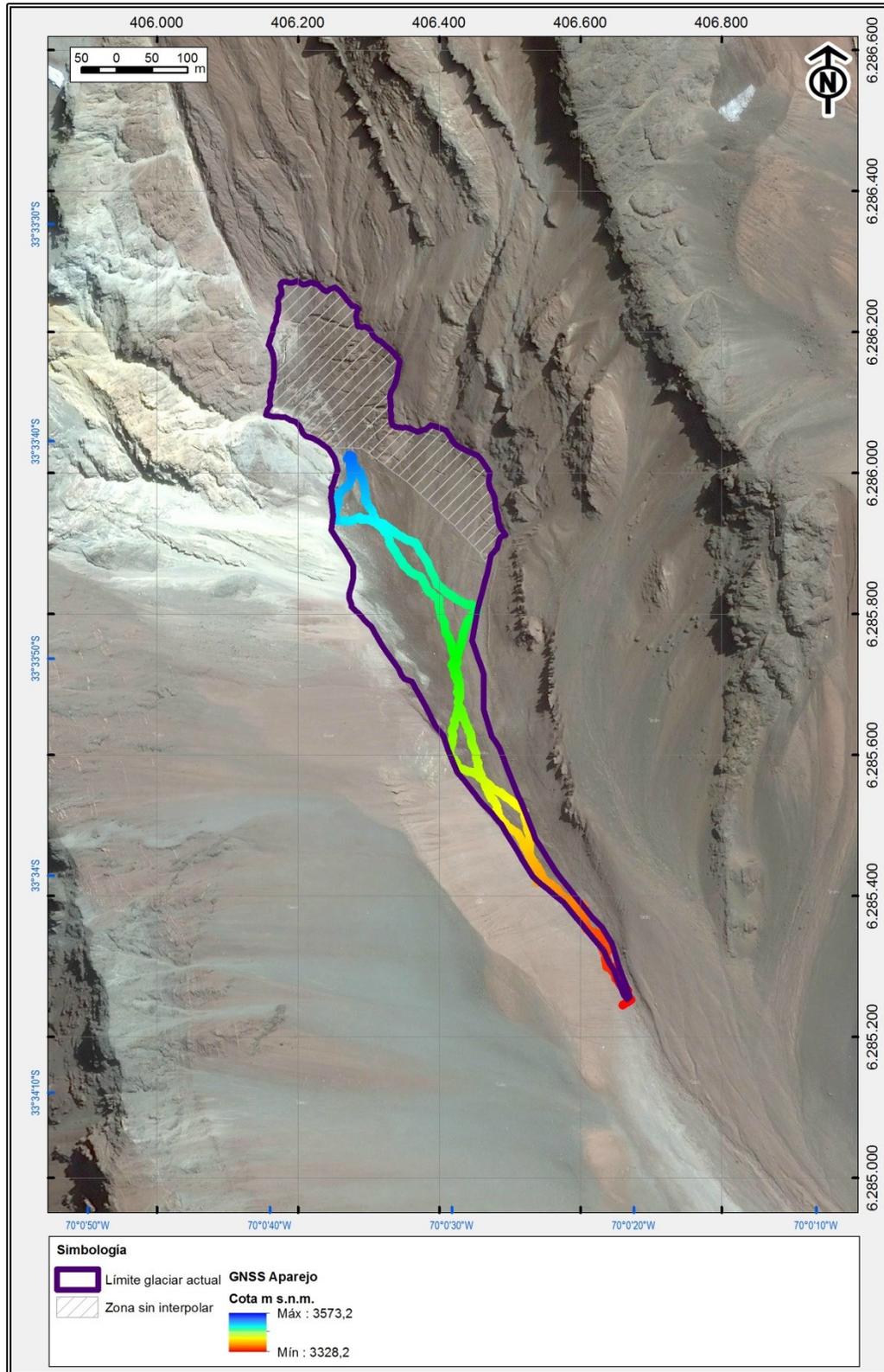


Figura 3.1.5-A. Datos de topografía superficial otorgados por la medición con receptor GNSS geodésico. El área de la interpolación abarca todo el glaciar salvo el área achurada.

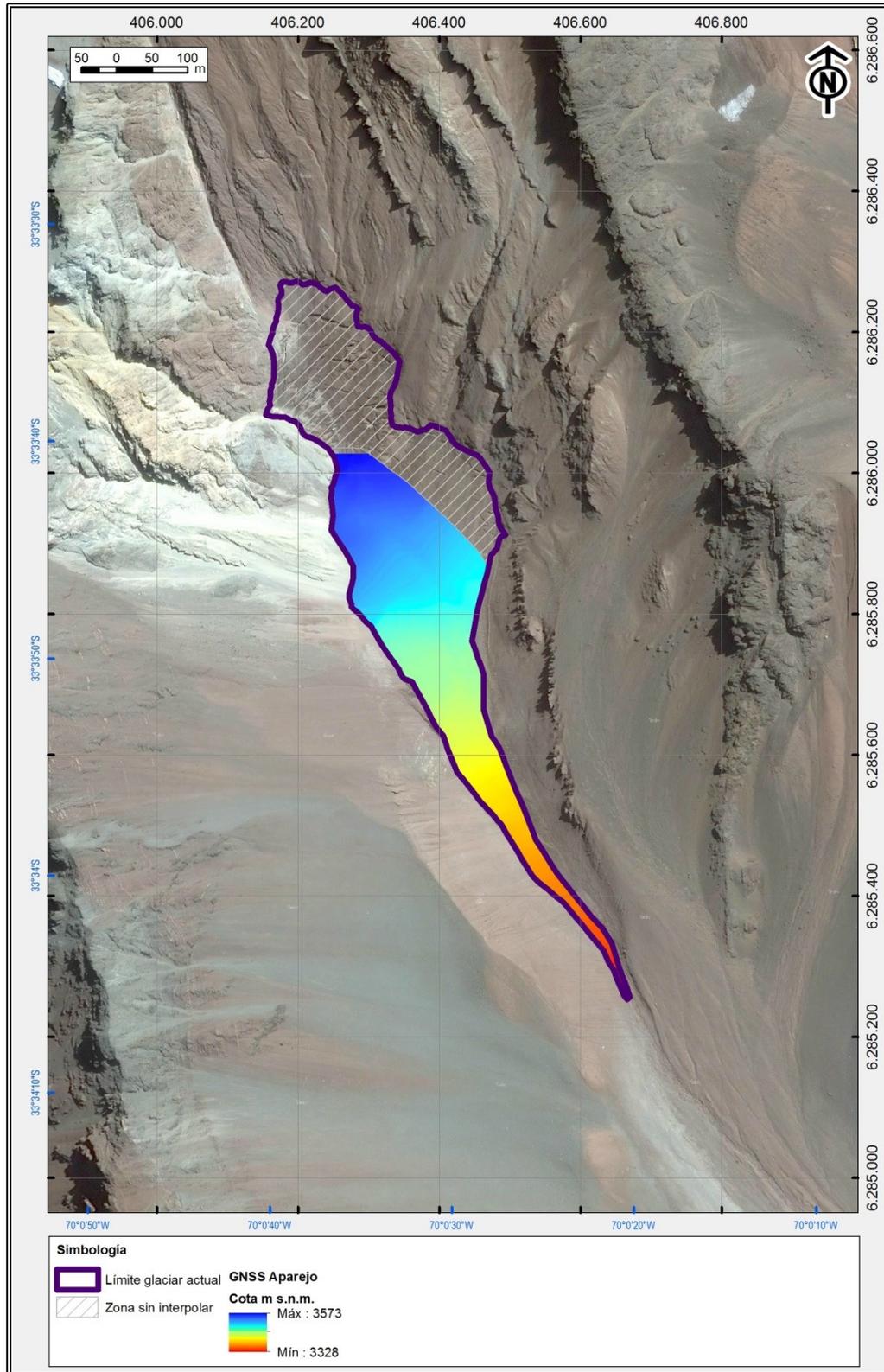


Figura 3.1.5-B. Interpolación de los datos de topografía superficial en el glaciar Aparejo.

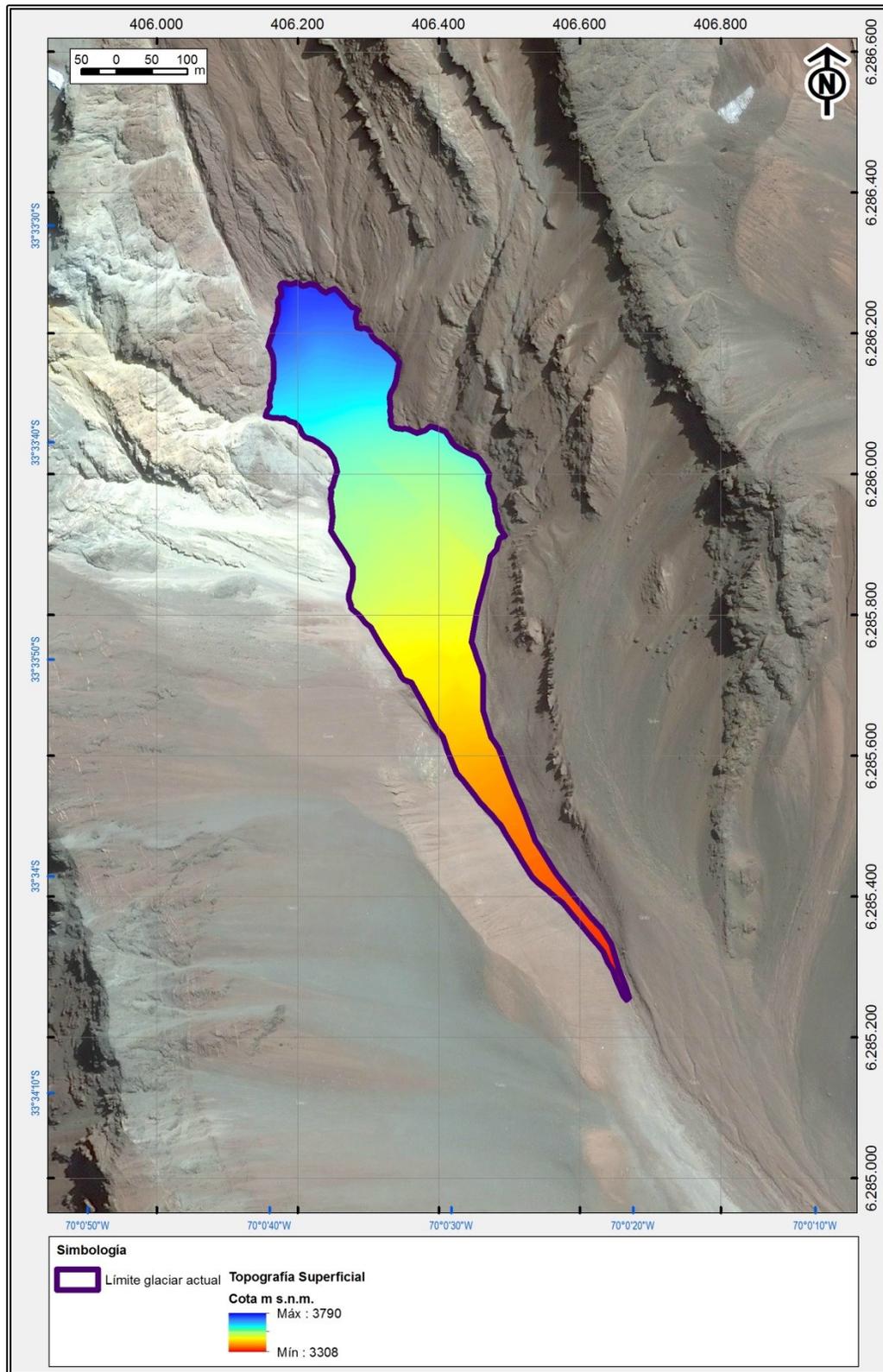


Figura 3.1.5-C. Topografía superficial resultante del glaciar Aparejo en la actualidad. Modelo digital confeccionado a partir de los datos SRTM del año 2000 y del levantamiento con sistema GNSS realizado en el glaciar en junio 2015.

3.1.6. Topografía subglacial

El cálculo de la topografía subglacial es realizado tomando como referencia el modelo de elevación digital generado en el punto anterior, acorde a la metodología del Anexo D. La resolución del modelo obtenido es equivalente a aquella del modelo de elevación digital a una resolución de 2 m, lo cual permite una adecuada simulación del lecho del glaciar.

La cota del frente del glaciar se estima en 3308 m s.n.m., mientras que la cabecera se ubica a una cota de 3790 m s.n.m. Una visualización en tres dimensiones de la topografía subglacial en el área de estudio se presenta en la figura 3.1.6-A.

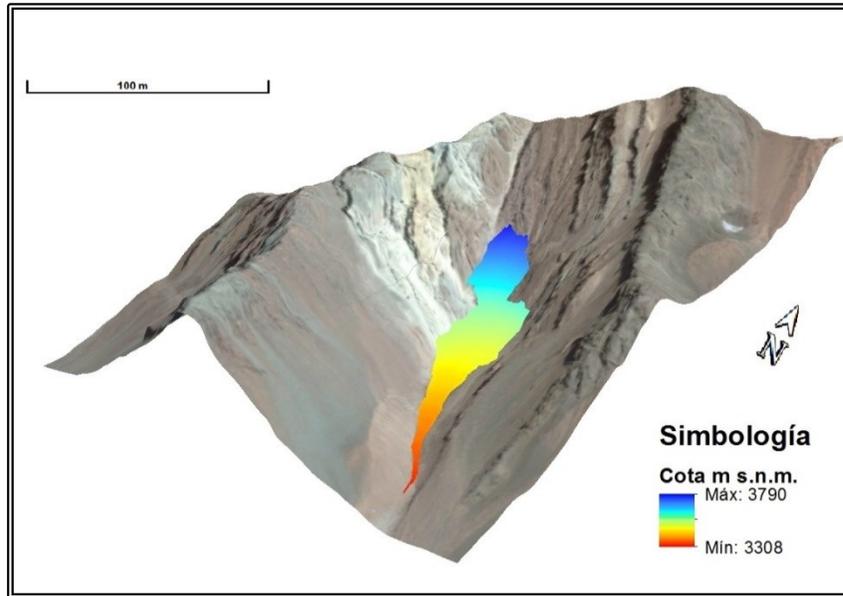


Figura 3.1.6-A. Vista 3D de la topografía subglacial del glaciar Aparejo en la actualidad.

3.1.6.1. Topografía subglacial 1980

Con los resultados antes expuestos es posible caracterizar la base del glaciar en 1980, bajo el supuesto de que el espesor de sedimento en la base del glaciar (morrena de fondo y morrena basal) no ha variado sustancialmente en los últimos 35 años. Dicha topografía es combinada con la topografía superficial propia de las inmediaciones del glaciar actual (figura 3.1.6.1-A), a fin de modelar aquellas zonas sin hielo en la actualidad como parte de la base del glaciar Aparejo en 1980, caracterizando así la totalidad de la base del glaciar antes de su deslizamiento, resultado del que se da cuenta en la figura 3.1.6.1-B.

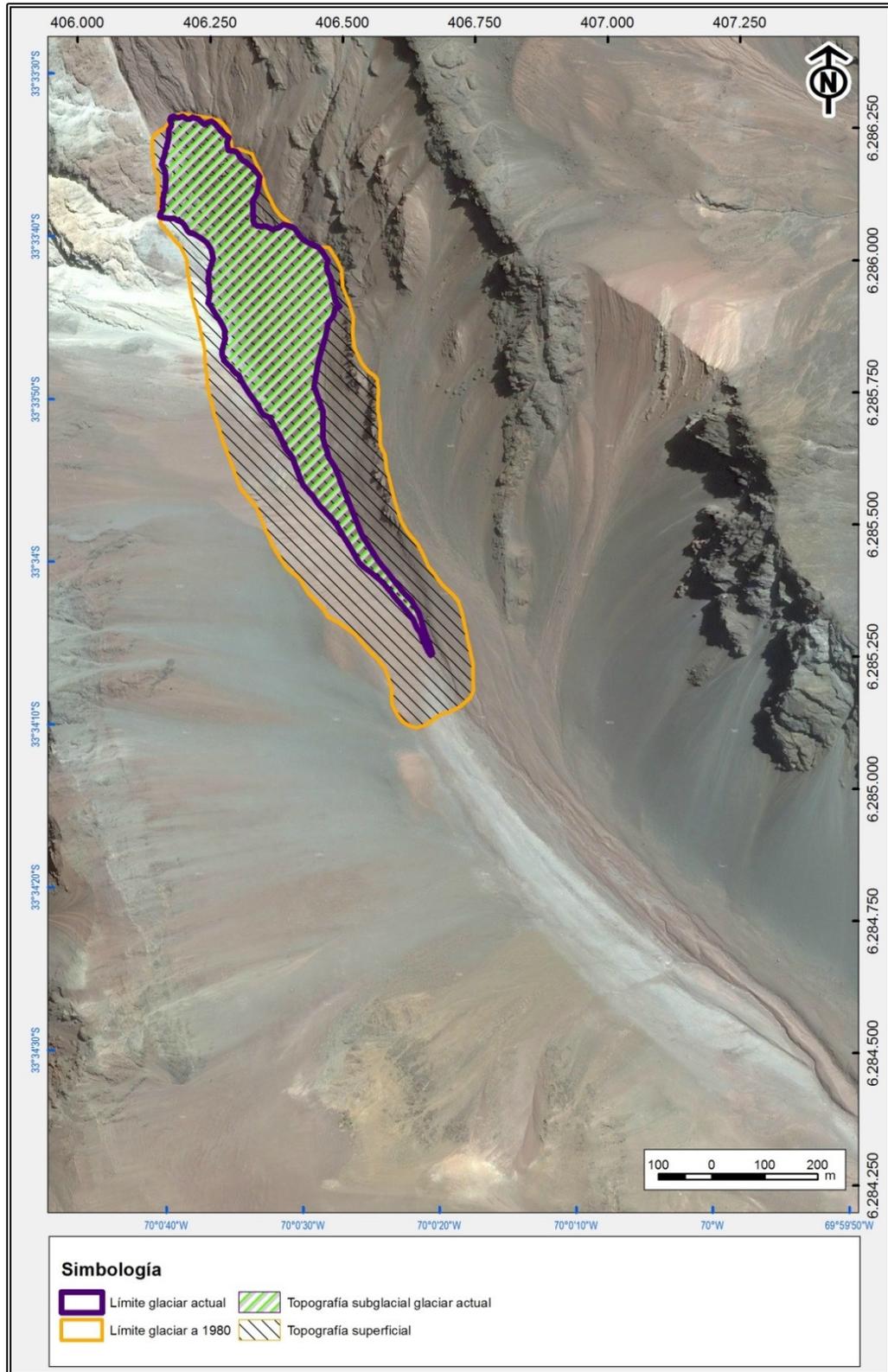


Figura 3.1.6.1-A. Esquema de confección de la topografía subglacial, glaciar Aparejo en 1980.

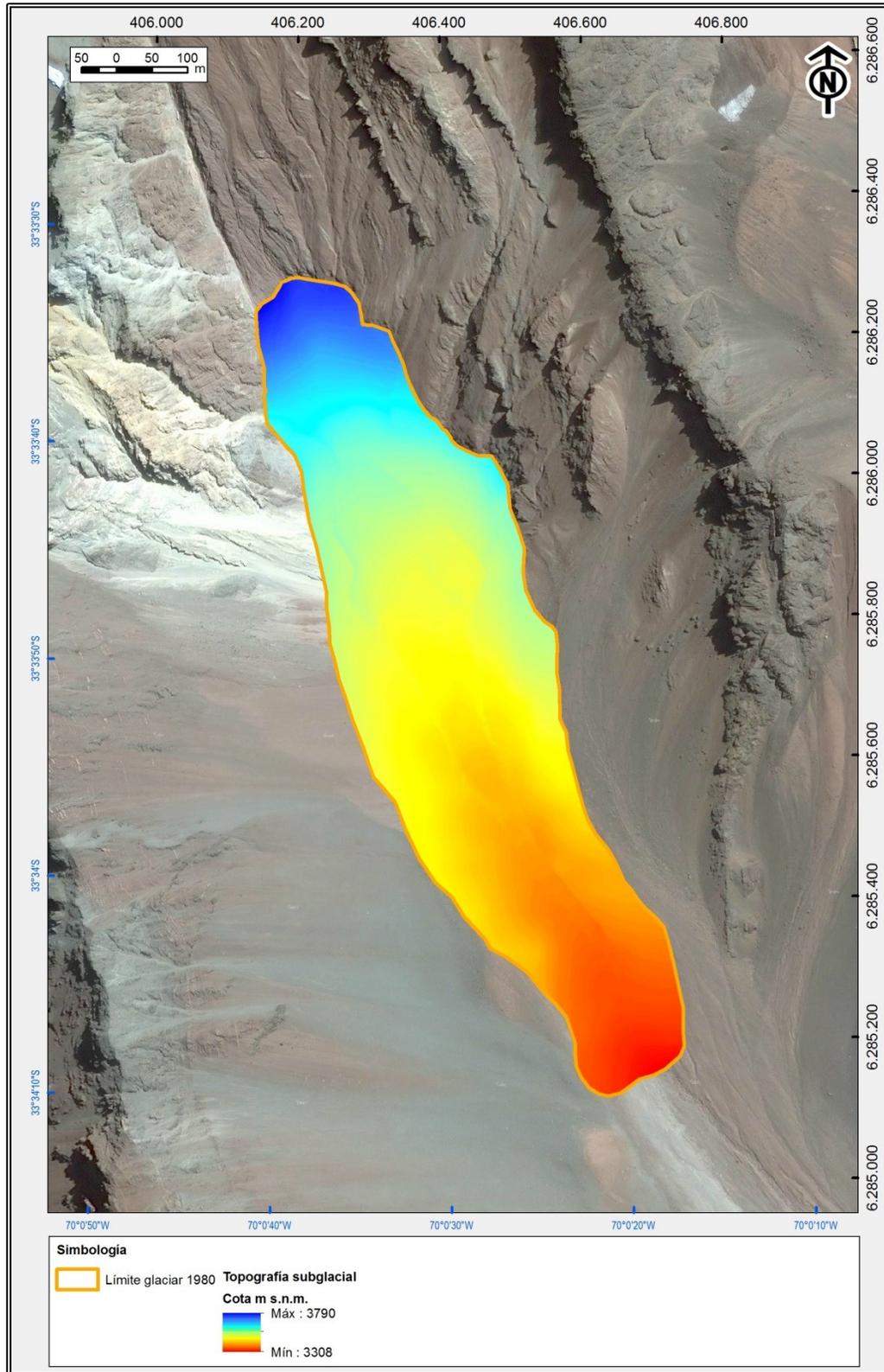


Figura 3.1.6.1-B. Topografía subglacial glaciar Aparejo inferida para 1980, antes de su deslizamiento.

3.2. ANÁLISIS ISOTÓPICO

En las dos salidas de campo efectuadas en la cuenca del Estero Aparejo se recopiló un total de 15 muestras de agua y hielo para efectos de un posterior análisis de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno. Dicho análisis fue efectuado en dependencias del Laboratorio de Análisis Isotópico – LAI, perteneciente a la Facultad de Ingeniería de la Universidad Andrés Bello en Viña del Mar.

La ubicación de los puntos de donde fueron recolectadas las muestras se indica en la figura 3.2-A, mientras que los resultados obtenidos del análisis son resumidos en la tabla 3.2-A. La metodología empleada para el análisis aquí expuesto se detalla en el Anexo E.

Tabla 3.2-A. Resultado del análisis isotópico de las muestras recolectadas en terreno. Norte y Este indican las coordenadas UTM en el sistema WGS84, huso 18 Sur. VSMOW es

Rótulo	Observación	Norte	Este	Altura [m s.n.m.]	δD ‰ VSMOW	$\delta^{18}O$ ‰ VSMOW
060615 (L1)	Laguna 1	6283522	407633	2925	-73,48	-4,97
H060615 (1)	Hielo 1	6285612	406410	3328	-107,42	-14,18
H060615 (3)	Hielo 3	6285641	406397	3418	-101,57	-13,31
H060615 (4)	Hielo 4	6285721	406421	3439	-115,46	-15,65
H280515-10	Hielo del glaciar hacia la cabecera	6285402	406569	3318	-110,07	-14,85
H280515-9	Río congelado	6285263	406663	3285	-101,44	-13,67
H280515-9b	Hielo remanente del glaciar	6285263	406663	3285	-106,19	-14,15
R1-060615	Río 1	6284224	407505	3034	-122,26	-16,32
R2-060615	Río 2	6283564	407516	2947	-122,26	-16,86
R3-060615	Río 3	6283087	407397	2896	-121,45	-16,45
R4-060615	Río 4	6281128	407660	2655	-121,60	-16,30
S/R-1	Arroyo 1 060615	6282182	407250	2763	-122,01	-16,77
S/R-2	Hielo cerca de la rimaya	6286020	406276	3589	-108,46	-13,82
S/R-3	Hielo cerca de la rimaya	6286020	406276	3589	-102,34	-13,35

Tal como lo indica la tabla anterior, se aprecia una tendencia en cuanto a la distribución de las muestras más empobrecidas en δD y $\delta^{18}O$, las cuales corresponden principalmente al cauce del estero en la cuenca del Aparejo y a uno de los arroyos afluentes al estero mismo (figura 3.2-A).

Los valores obtenidos para la muestra recolectada en una de las lagunas del depósito principal del valle (muestra 060615 (L1)) constituyen los valores menos negativos de todas las muestras, y son un indicio de la permanencia del agua en dicho cuerpo (mayor evaporación que precipitación (Clark y Fritz, 1997; Spangenberg *et al.*, 2007), si se tiene en consideración que su existencia data desde antes de 1956 (figura 3.2-D). Lo anterior permite excluir dicha muestra para el posterior análisis.

Los valores de δD para las muestras de hielo se agrupan entre -100 y -116 ‰, mientras que aquellos de $\delta^{18}O$ varían entre -13,31 y -15,65 ‰, dando origen a dos segmentos de muestras en todo el espectro obtenido. Lo anterior queda de manifiesto de manera gráfica en las figuras 3.2-B y 3.2-C.



Figura 3.2-A. Ubicación de las muestras para análisis isotópico en la cuenca del Estero Aparejo.

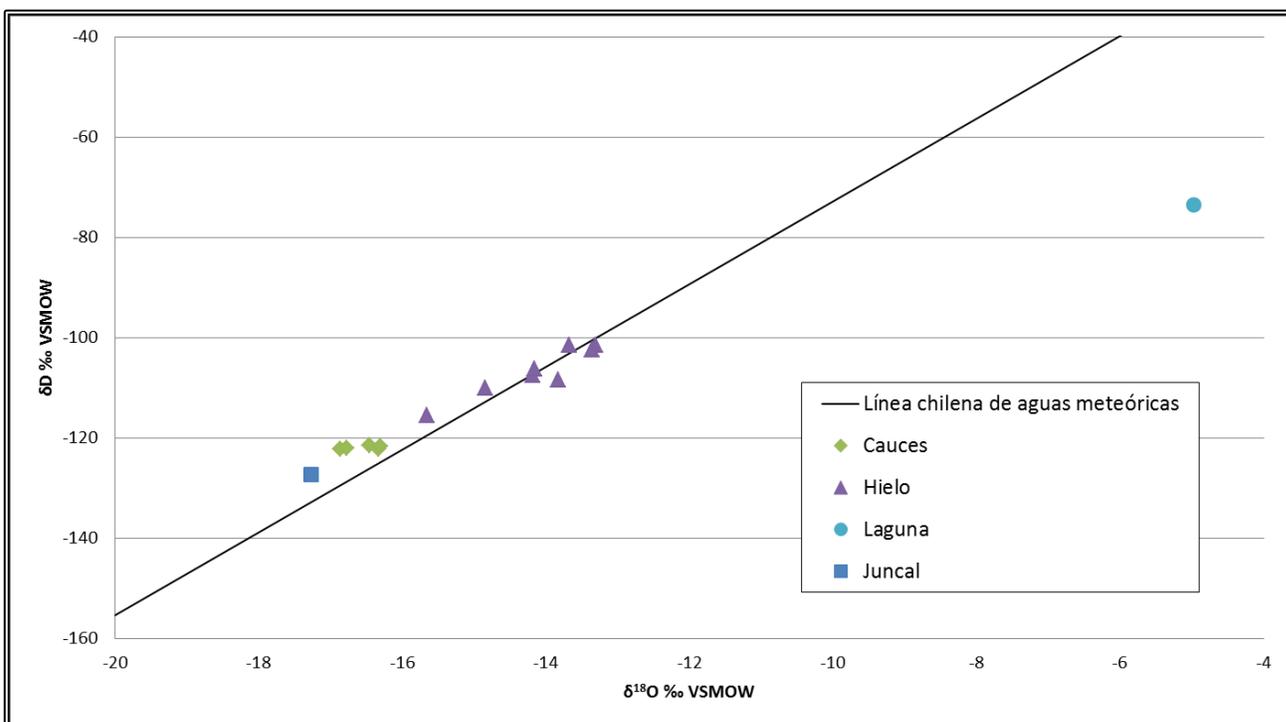


Figura 3.2-B. Gráfico de dispersión entre los valores obtenidos de δD y $\delta^{18}O$ en las muestras recolectadas en la cuenca del Estero Aparejo. La línea chilena de aguas meteóricas (línea recta) fue obtenida de Spangenberg *et al.* (2007). El punto referido como Juncal da cuenta del valor promedio para las muestras obtenidas en el estudio de Ohlanders *et al.* (2013).

Tal como se refleja en la figura 3.2-B, las muestras se agrupan en dos grandes cúmulos correspondientes a aquellas provenientes del cauce del estero Aparejo y a aquellas de hielo del glaciar (que incluyen una muestra del río congelado, H280515-9). La relación entre ambos grupos de muestras difiere de la esperada, presumiblemente debido a que una mayor cantidad de isótopos pesados se debiesen encontrar en agua proveniente del derretimiento de nieve, comparado con la nieve original, producto del enriquecimiento isotópico por fraccionamiento debido a sublimación y evaporación, según fue observado en terreno y en laboratorio por Taylor *et al.* (2007). Ello permite inferir que no existe una relación estricta entre las muestras del cauce del estero Aparejo y aquellas de hielo del glaciar.

Una alternativa sugiere que el agua muestreada del cauce puede tener su origen en aguas subterráneas, en vista y consideración de que al momento de coleccionar las muestras (fin de otoño 2015) no había cobertura de nieve que pudiese influir en los valores registrados de isótopos de agua y oxígeno. Futuros estudios que involucren el análisis de la firma isotópica del glaciar 51, de mayor volumen y, por consiguiente, mayor influencia en el aporte hídrico de la cuenca, permitirán dilucidar la relación entre ambos tipos de agua.

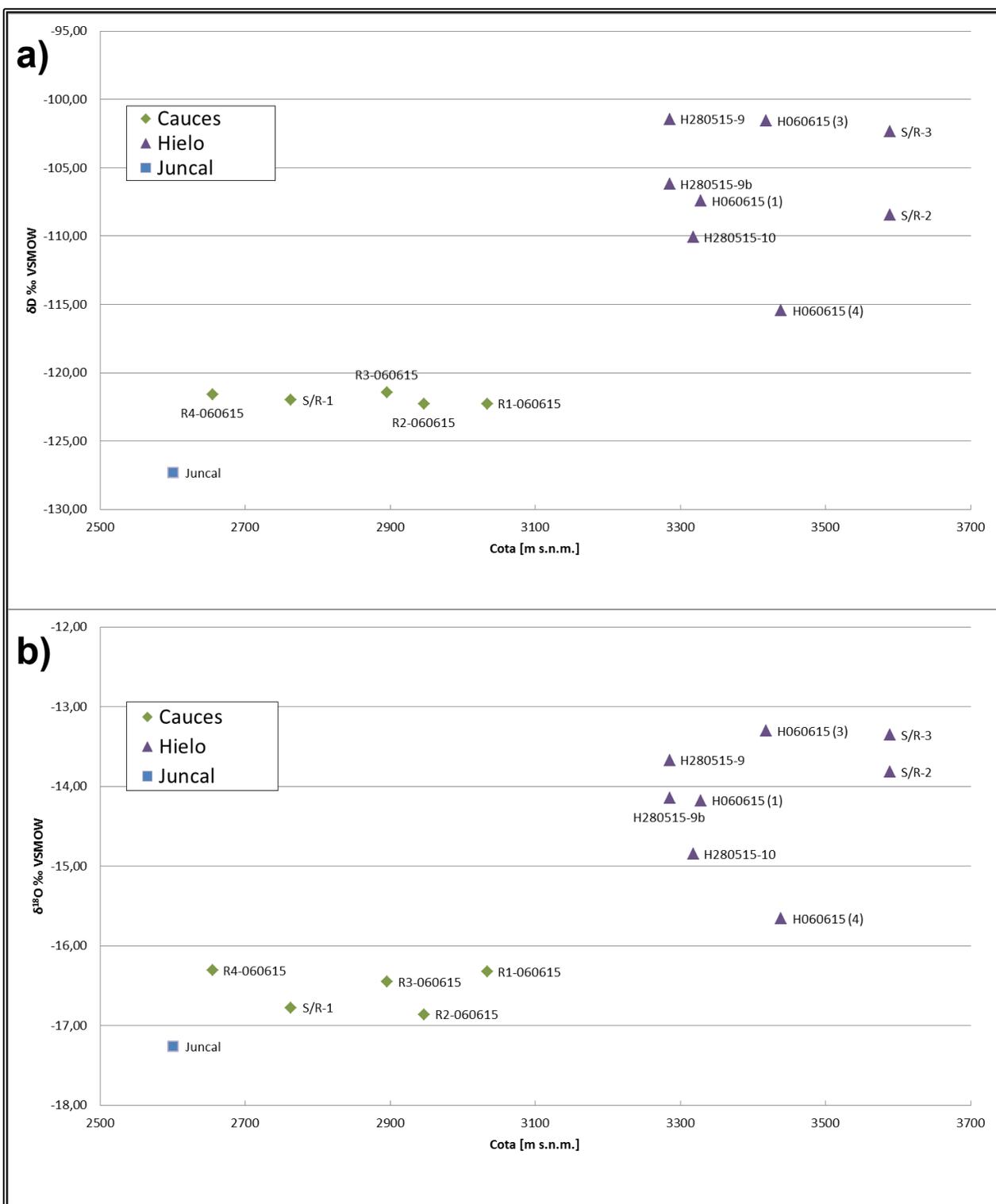


Figura 3.2-C. a) Variación de δD con la altitud. b) Variación de $\delta^{18}O$ con la altitud. El valor correspondiente al río Juncal proviene del trabajo de Ohlanders *et al.* (2013), para el cual se consideró una cota media de 2600 m s.n.m.

En Sudamérica y en otras zonas del mundo la variación altitudinal de la composición isotópica de la cubierta de nieve se empobrece en isótopos pesados al aumentar la cota (Rozanski and Araguás, 1995). Sin embargo, en la figura 3.2-C, donde se da cuenta de la relación cota vs. δD y cota vs. $\delta^{18}O$, respectivamente, se observa una tendencia contraria a la esperada para la latitud de la zona de estudio, hecho que permite entrever el origen del hielo muestreado como parte de una cobertura de nieve a mayor altura, la cual se habría desplazado valle abajo en forma líquida o sólida.

Tal y como se refleja en las figuras antes expuestas, el cúmulo de muestras provenientes del Estero Aparejo mantienen una tendencia en relación al valor proveniente del río Juncal (Ohlanders *et al.*, 2013). Ello sugiere un comportamiento similar a mayor escala para las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua, no obstante, tales conclusiones escapan a los alcances del presente estudio.

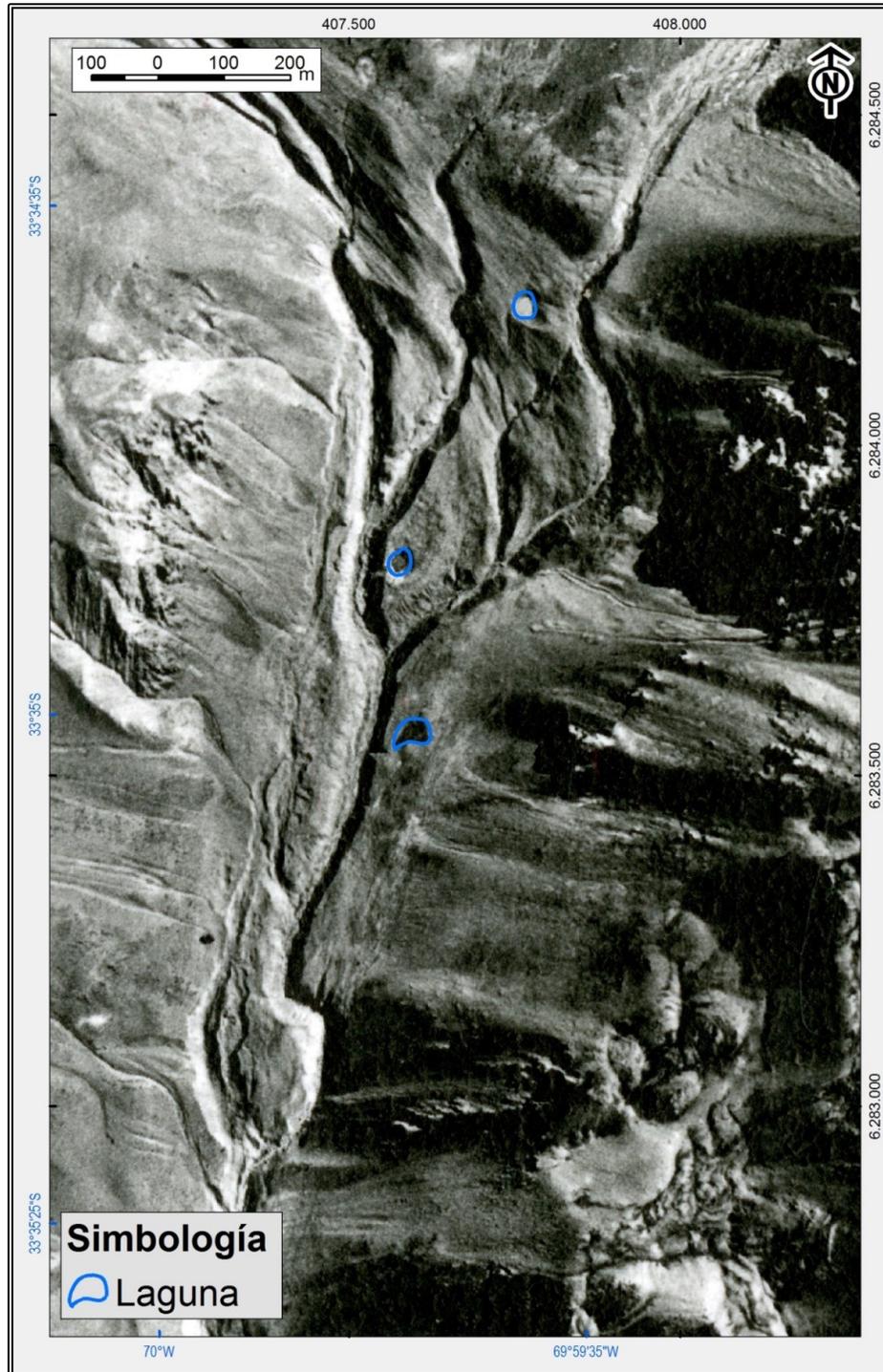


Figura 3.2-D. Lagunas aledañas al cauce del Estero Aparejo. Imagen de fondo corresponde a la fotografía 24952 del vuelo Hycon 1956.

3.3. GRANULOMETRÍA

3.3.1. Antecedentes

Las cuatro muestras de sedimentos recolectadas en las campañas de terreno del 28 de mayo y 06 de junio de 2015 fueron analizadas en laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Dada la limitada disponibilidad de equipo, el análisis de granulometría realizado se enfoca en el porcentaje de gruesos presentes en cada muestra, sin analizar el sedimento fino remanente (partículas de tamaño inferior a 0,5 mm). Una breve descripción de las muestras, junto a su ubicación homóloga en la figura 3.2-A, se indica en la tabla 3.3.1-A.

Tabla 3.3.1-A. Detalle de las muestras recolectadas para análisis granulométrico. Las coordenadas de las muestras granulométricas coinciden con las de las muestras isotópicas, según se muestra en la figura 3.2-A.

Código muestra	Peso inicial [g]	Descripción	Ubicación en figura 3.2-A
280515-9	1460	Morrena lateral glaciar 1980	H280515-9
060615-1	1690	Depósito del deslizamiento	R1-060615
060615-2	1285	Ídem anterior	R1-060615
DL060615-1	1885	Ídem anterior	060615(L1)

En vista del prominente porcentaje de gravas que evidenciaba cada muestra, se optó por aperturas para los tamices empleados superiores a 0,5 mm. Las medidas utilizadas fueron: 31,5; 16; 8; 4; 2; 1 y 0,5 mm. En la figura 3.3.1-A se da cuenta de la tamizadora dispuesta para el análisis, correspondiente al modelo Ro-Tap Rx-29-10 de la marca W.S. Tyler. El tiempo de tamizaje utilizado fue de 5 minutos.



Figura 3.3.1-A. Tamizadora Ro-Tap Rx-29-10 utilizada para el análisis de granulometría.

El procesamiento de los resultados obtenidos se efectúa mediante el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001).

3.3.2. Resultados

Los pesos retenidos por cada uno de los tamices para las cuatro muestras se indican en la tabla 3.3.2-A, mientras que en la tabla 3.3.2-B se resumen los resultados generados a partir de Gradistat. Por otro lado, las curvas de distribución del tamaño de grano se presentan en las figuras 3.3.2-A, B, C y D.

Tabla 3.3.2-A. Pesos retenidos por muestra para cada uno de los tamices utilizados.

Muestra	280515-9		060615-1		060615-2		DL060615-1	
Peso inicial [g]	1460		1690		1285		1885	
Apertura [mm]	Total retenido							
	[g]	%	[g]	%	[g]	%	[g]	%
31,5	470	32,19	405	23,96	455	35,41	140	7,43
16	120	8,22	235	13,91	215	16,73	410	21,75
8	85	5,82	120	7,10	185	14,40	550	29,18
4	105	7,19	170	10,06	110	8,56	300	15,92
2	145	9,93	175	10,36	80	6,23	150	7,96
1	170	11,64	195	11,54	80	6,23	115	6,10
0,5	130	8,90	140	8,28	65	5,06	80	4,24
Extra [g]	235	16,10	250	14,79	95	7,39	140	7,43

Tabla 3.3.2-B. Resultados obtenidos por muestra a partir de Gradistat.

Muestra	280515-9	060615-1	060615-2	DL060615-1
Tipo de muestra	Bimodal, moderadamente bien seleccionada	Bimodal, moderadamente bien seleccionada	Unimodal, muy bien seleccionada	Unimodal, pobremente seleccionada
Grupo textural	Grava arenosa	Grava arenosa	Grava	Grava
Clasificación	Grava gruesa arenosa	Grava gruesa arenosa	Grava gruesa	Grava gruesa
Porcentaje de grava	63,4%	65,4%	81,3%	82,2%
Porcentaje de arena gruesa	20,5%	19,8%	11,3%	10,3%
Porcentaje de arena media, fina, limo y arcilla	16,1%	14,8	7,4	7,4
Total	100	100	100	100

En vista del porcentaje de finos (bajo 0,5 mm) no analizado (entre 7% y 16% en cada muestra) y de la bimodalidad de algunas muestras, los valores para curtosis, asimetría y selección (distribución del tamaño de grano de los sedimentos) no son representativos (Blott y Pye, 2001), de modo que no se incorporan a los resultados de la tabla 3.3.2-B.

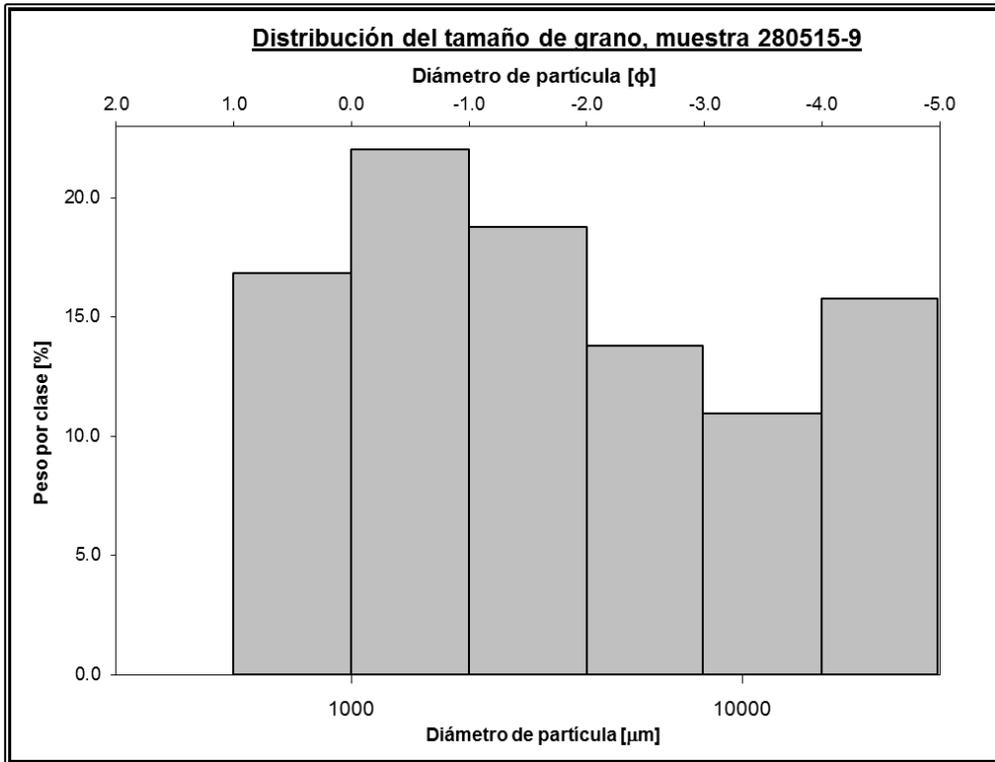


Figura 3.3.2-A. Distribución del tamaño de grano, muestra 280515-9. Gráfico no considera el material de tamaño inferior a 0,5 cm.

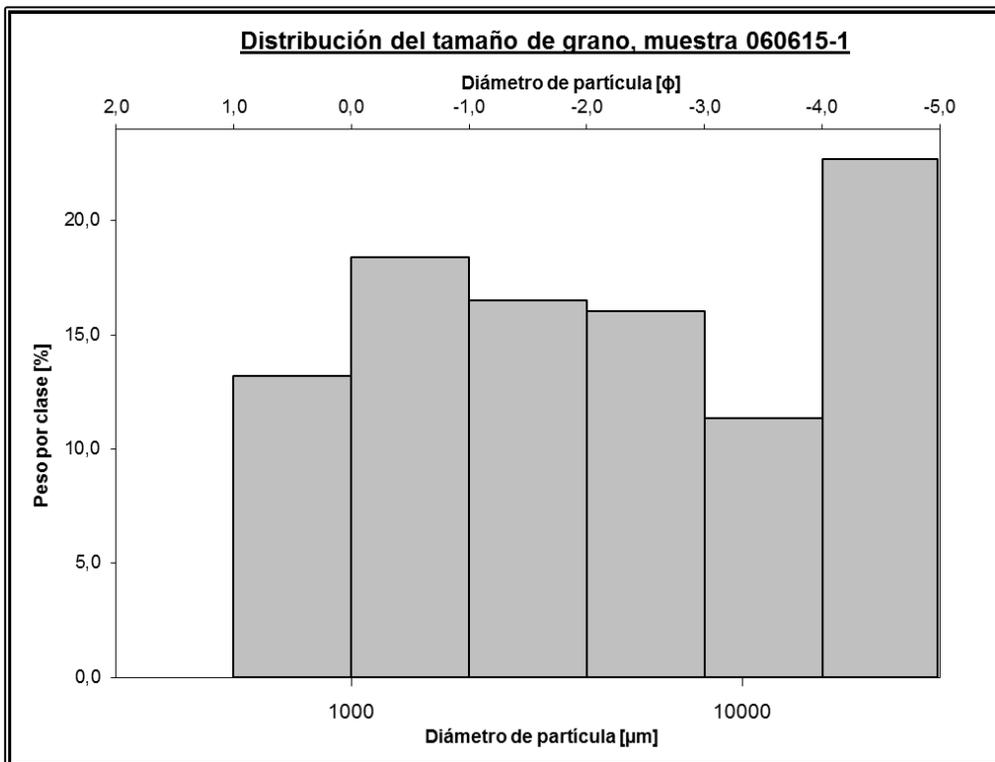


Figura 3.3.2-B. Distribución del tamaño de grano, muestra 060615-1. Gráfico no considera el material de tamaño inferior a 0,5 cm.

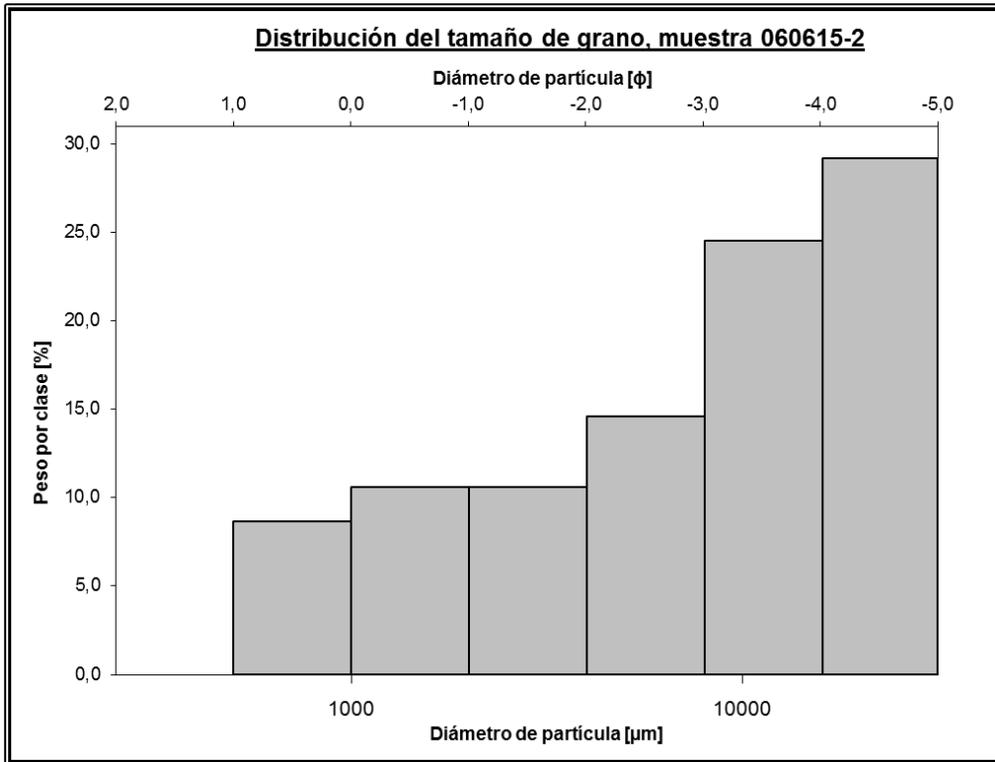


Figura 3.3.2-C. Distribución del tamaño de grano, muestra 060615-2. Gráfico no considera el material de tamaño inferior a 0,5 cm.

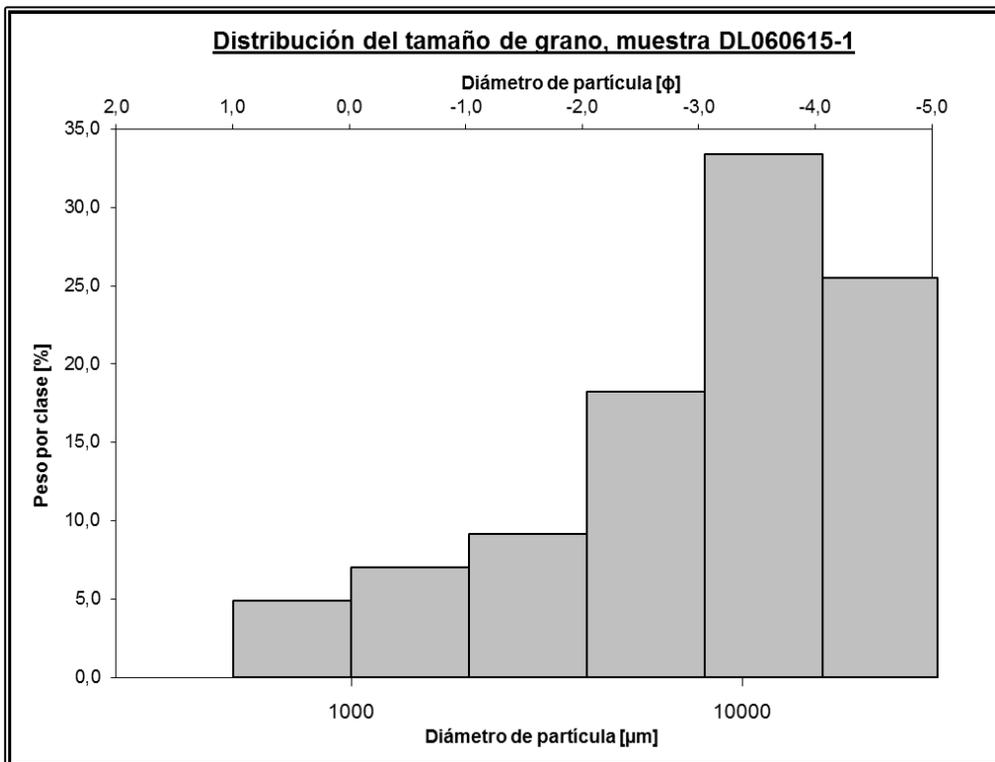


Figura 3.3.2-D. Distribución del tamaño de grano, muestra DL060615-1. Gráfico no considera el material de tamaño inferior a 0,5 cm.

El alto contenido de grava, superior a 60% en todas las muestras analizadas, en el rango promedio de 11 mm a 20 mm, sugiere que los resultados granulométricos aquí presentados son algo mayores de los reportados para material morrénico en otros glaciares, como es el caso del glaciar Berendon, Columbia Británica, cuyos valores del tamaño medio de grano para una de sus morrenas varía principalmente entre 2 mm y 10 mm (Eyles, 1978). Small (1983) da cuenta de curvas de distribución de tamaño de grano con hasta un 15% de material cuyo tamaño es superior a 16 mm, para muestras de morrena lateral en el glaciar Tsidjiore Nouve, Suiza, similar, aunque algo mayor, que los resultados de este estudio presentados en la tabla 3.3.2-A, que indican valores del orden de 40 % de material retenido sobre 16 mm. Otros casos de análisis de tamaño de grano en morrenas se encuentran en los trabajos de Vere y Berne (1989), Lebourgh (2004) y Worni *et al.* (2012), donde también se reportan porcentajes de material tamaño grava de hasta 15% menor al porcentaje presente en las muestras del glaciar Aparejo. En los cinco trabajos antes expuestos el porcentaje de material fino, inferior a 5 mm, es superior a 20%, en contraste con el porcentaje de finos presente en las muestras de este estudio, que varía entre 7% y 16%.

Lo anterior sugiere que, en comparación con material morrénico reportado en otras zonas del mundo, el material aquí analizado tiene una fracción mayor de gravas y un porcentaje menor de finos. Sin descartar que efectivamente las muestras presentadas en este estudio puedan corresponder a material morrénico, tampoco se puede descartar que pueda tratarse de material retrabajado y que contendría un mayor porcentaje de detrito de origen aluvial o de talud, y cuyos finos hayan sido erosionados por proceso fluvioglaciales, o bien, debido al propio deslizamiento catastrófico del glaciar Aparejo.

3.4. MODELO DE ESTABILIDAD MECÁNICA

3.4.1. Delimitación del glaciar original

Como primera instancia para la confección del modelo de estabilidad mecánica, se delimita el contorno del glaciar Aparejo momentos antes de su deslizamiento, a partir de las fotografías utilizadas por Marangunic (1980) y tomando en consideración los límites establecidos por el hielo remanente tras la remoción (figuras 3.4.1-A, 3.4.1-B y 3.4.1-C), junto al empleo de imágenes obtenidas en terreno por el autor (figura 2.2.3.4-A), como imágenes satelitales (figura 3.1.1-B). Cabe destacar que las imágenes aquí mencionadas fueron capturadas el día 14 de marzo de 1980, once días después de la remoción del glaciar, en una visita a terreno efectuada al lugar por la Dirección General de Aguas y por el propio Dr. Marangunic a solicitud de la Oficina Nacional de Emergencias.

Otros antecedentes empleados para la confección del contorno del glaciar en 1980 incluyen lo expuesto por Peña (1980) y Marangunic (1997):

- Largo estimado del glaciar: 1,2 km
- Área estimada del glaciar (acorde a la imagen de 1956): 0,15 km²
- Ubicación del campamento de los testigos presenciales (figura 3.4.1-D)

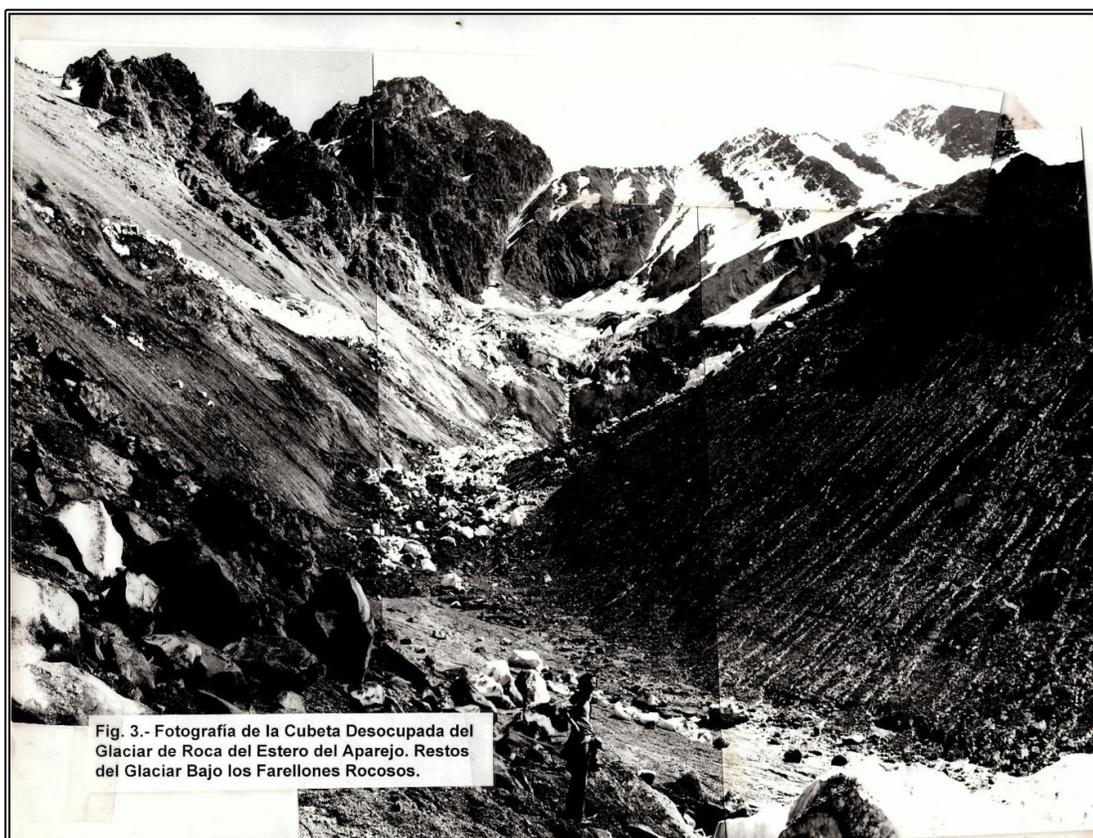


Figura 3.4.1-A. Cubeta desocupada tras el deslizamiento del glaciar. Extraída de Marangunic (1997).

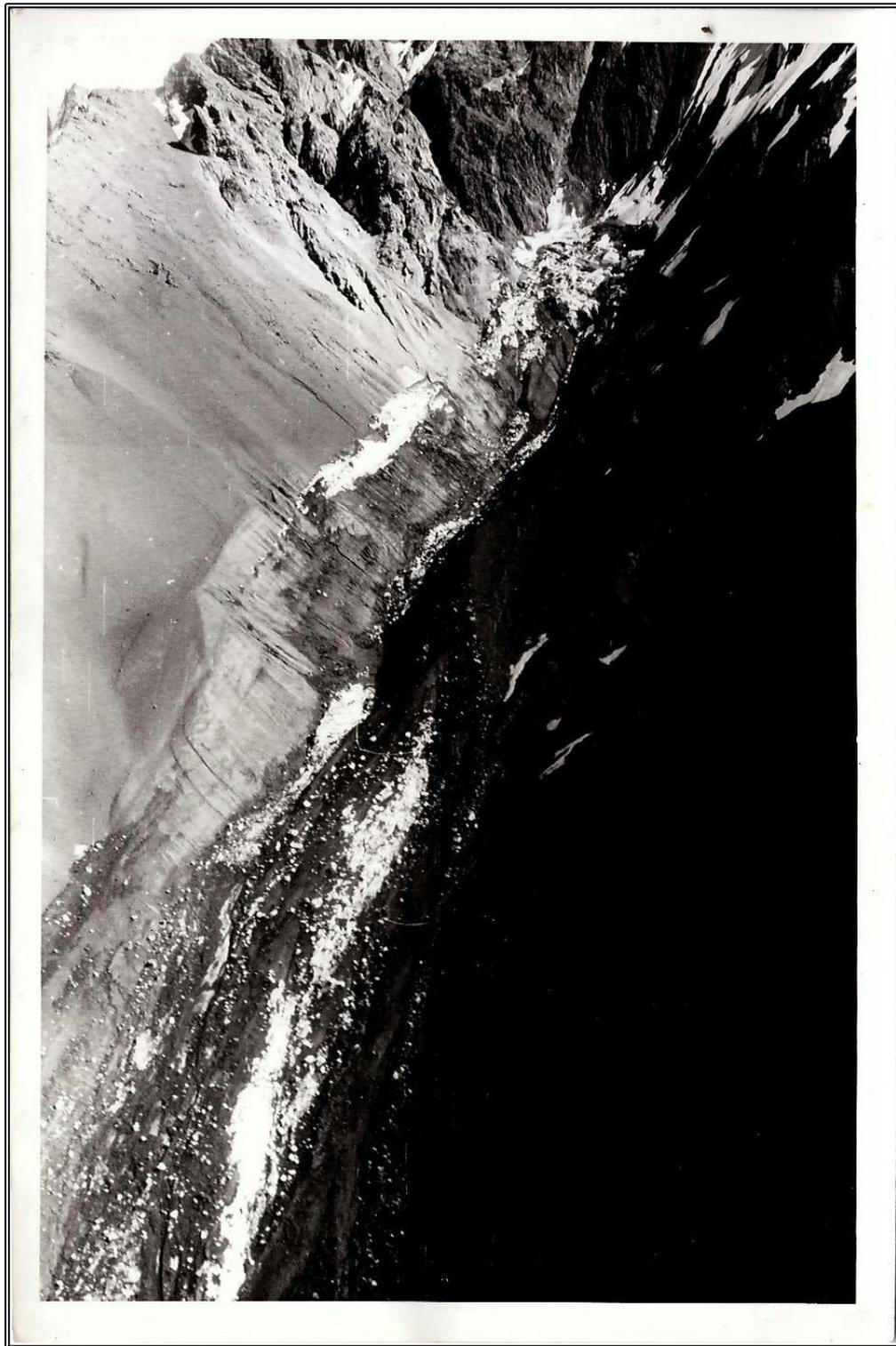


Figura 3.4.1-B. Hielo remanente tras el deslizamiento del glaciar Aparejo. Imagen tomada de Marangunic (1980). Se observa el límite del glaciar en la morrena lateral occidental (vista al noroeste).

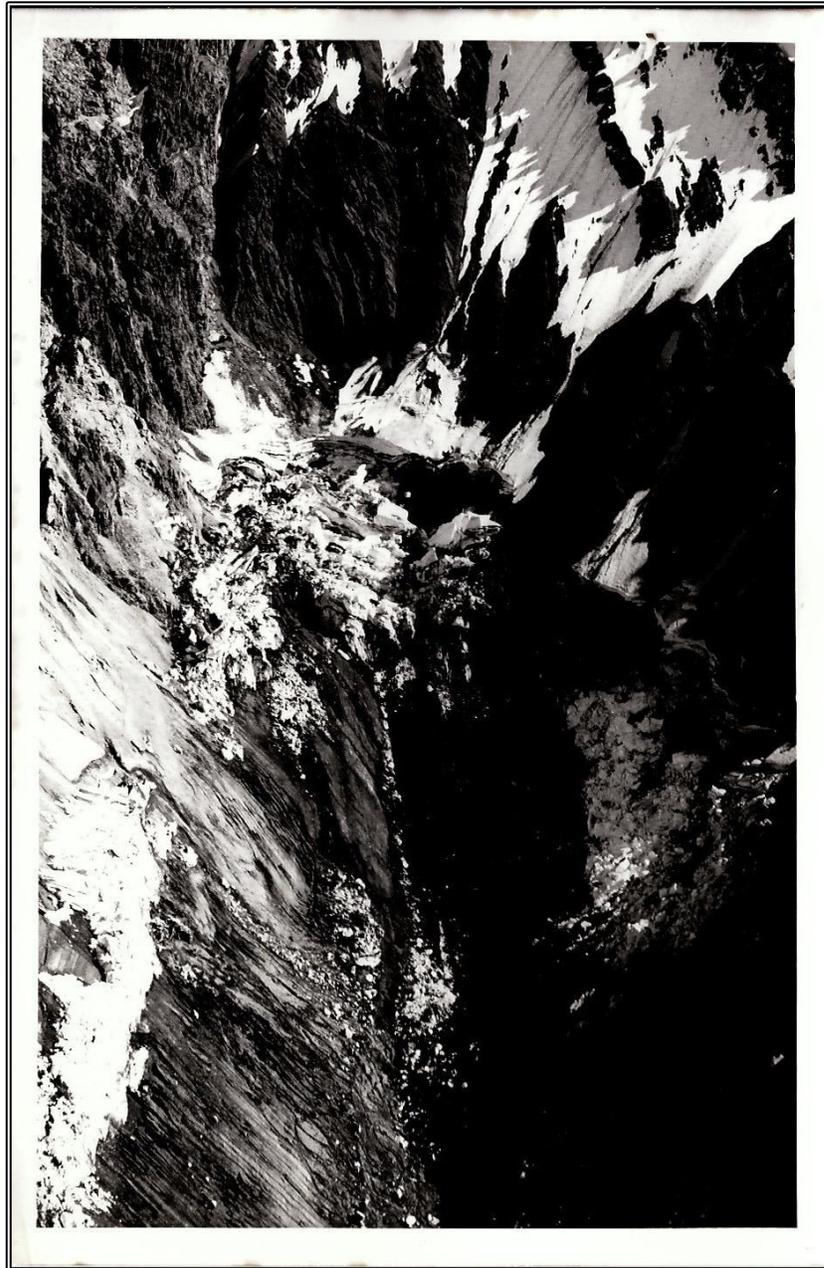


Figura 3.4.1-C. Vista de la cabecera del glaciar Aparejo tras su deslizamiento. Se observa el hielo remanente en la parte del glaciar, equivalente al 15% del volumen original (Marangunic, 1997).

La delimitación final del glaciar Aparejo antes de su deslizamiento junto a la ubicación de los testigos oculares del evento se presenta en la figura 3.4.1-D. La principal diferencia del contorno aquí inferido con el contorno del glaciar delimitado por Marangunic (1979) radica en la cota de la cabecera y del frente, 3548 y 3330 m s.n.m., respectivamente para el estudio de Marangunic (1979). No obstante, tal diferencia se atribuye a la base topográfica empleada en este trabajo (Shuttle Radar Topography Mission, Farr *et al.*, 2007), en contraste con las curvas de nivel cada 50 m, provenientes de la carta del Instituto Geográfico Militar, escala 1:50.000.



Figura 3.4.1-D. Contorno estimado del glaciar Aparejo antes de su deslizamiento del 1 de marzo de 1980. Cotas de la cabecera y el frente del glaciar en m s.n.m.

3.4.2. Perfil del deslizamiento

De acuerdo a las observaciones apuntadas por Marangunic (1980, 1997, figura 1.1-A) y Peña (1980), junto al contorno del glaciar Aparejo inferido al año 1980 (figura 3.4.1-D), se modela la traza del deslizamiento desde la cabecera hacia el frente. La ubicación de la fractura que dio inicio a la remoción es supuesta en base a las observaciones en terreno del Dr. Marangunic en 1980, junto al apoyo de las imágenes empleadas para la delimitación del contorno antes expuesto (figuras 3.4.1-A, 3.4.1-B y 3.4.1-C). Se considera la presencia de una fractura preexistente en el glaciar.

El trazado del perfil del deslizamiento se confecciona acorde a la geometría del glaciar, paralelo a la dirección de la senda del deslizamiento, en dirección sureste. En la figura 3.4.2-A se da cuenta del perfil trazado junto a la ubicación de la fractura hacia la cabecera del glaciar. Ello permite la generación de un perfil topográfico (perfil A-A', figura 3.4.2-B) de la base del glaciar Aparejo al combinar el resultado de la topografía subglacial antes expuesta con la traza aquí indicada.

De similar modo, con el resultado del apartado 3.1.5. *Topografía superficial*, se elabora un perfil de la topografía superficial actual del glaciar (figura 3.4.2-C), el cual es utilizado para la posterior extrapolación de la topografía de superficie del glaciar en 1980. La extensión del perfil es inferior a aquel de la figura 3.4.2-B en virtud de que el modelo digital de la topografía superficial solo contempla la extensión del glaciar Aparejo en la actualidad, cuya longitud es 110 m inferior al contorno inferido del glaciar a 1980.

Del resultado de la figura 3.4.2-B se extrae la información base para la confección del modelo multicapas del glaciar.

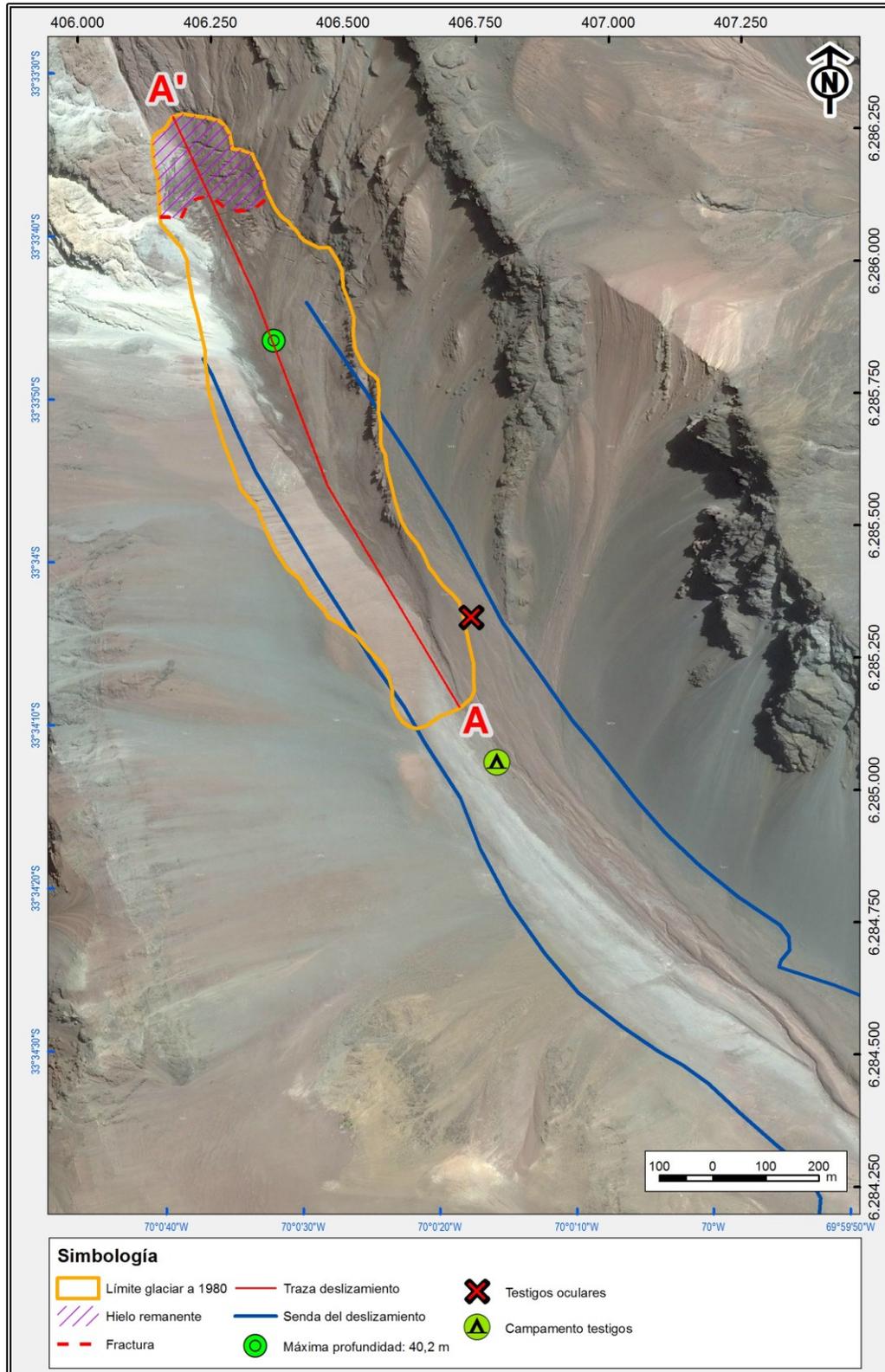


Figura 3.4.2-A. Vista en planta del deslizamiento del glaciar Aparejo modelado. Los perfiles topográficos generados a partir de la traza del deslizamiento (perfil A-A') se indican en las figuras 3.4.2-B y 3.4.2-C.

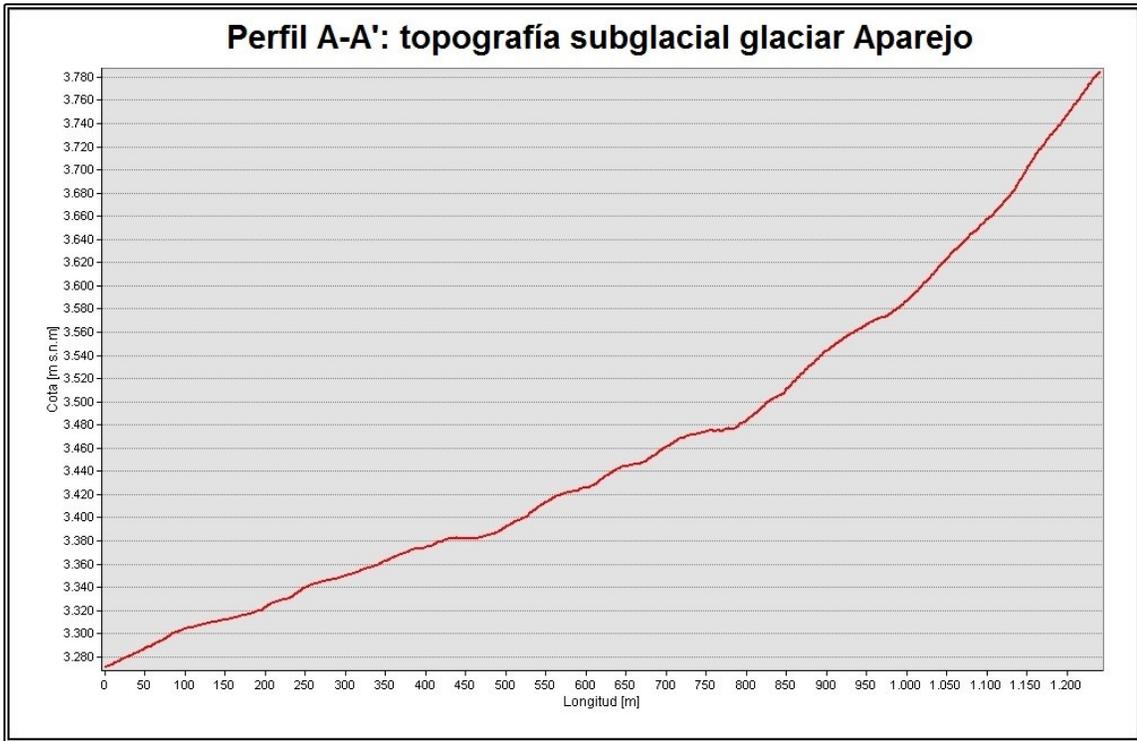


Figura 3.4.2-B. Perfil topográfico de la base del glaciar Aparejo. Ubicación del perfil en figura 3.4.2-A.

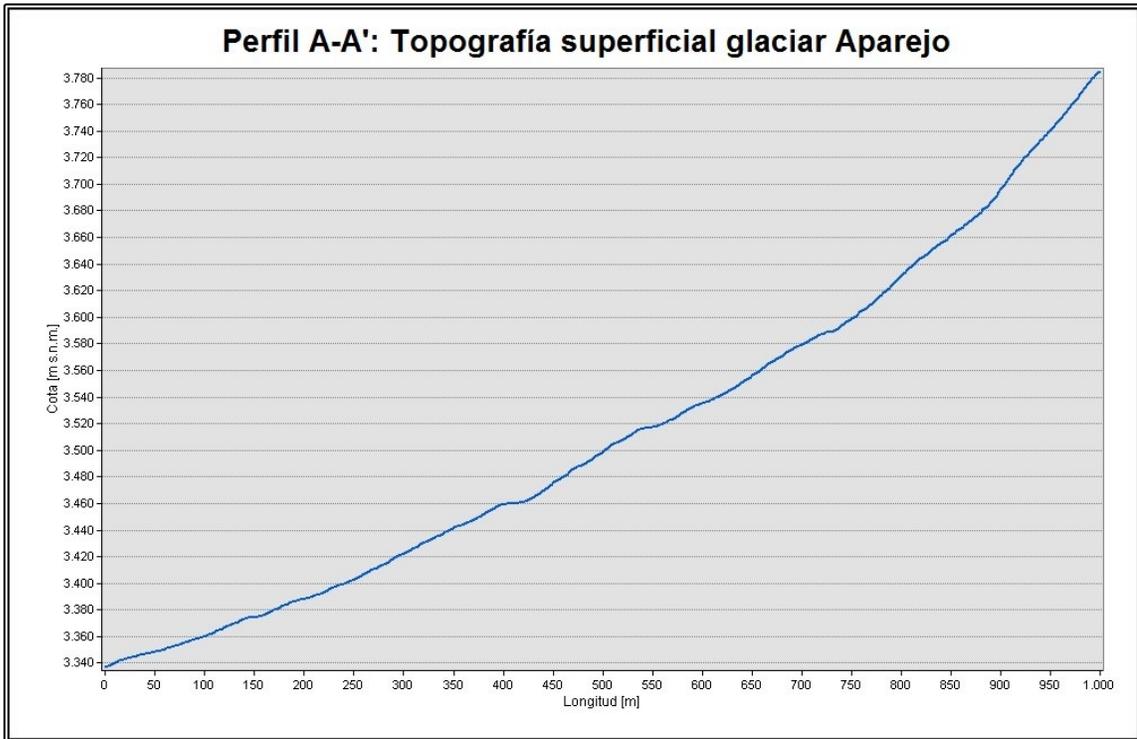


Figura 3.4.2-C. Perfil topográfico de la superficie del glaciar Aparejo. Ubicación del perfil en figura 3.4.2-A.

3.4.3. Modelo multicapas

El modelo multicapas del glaciar Aparejo contempla la simulación de cuatro estratos, como se detalla a continuación, de base a techo:

- i. Lecho rocoso
- ii. Morrena de fondo
- iii. Hielo glacial
- iv. Detrito superficial

Para el lecho rocoso se toma en cuenta la estratigrafía descrita en el apartado 2.2.1. *Rocas Estratificadas*. Como lo indica la figura 2.2-B, las rocas que subyacen al glaciar Aparejo corresponden a areniscas y lutitas continentales de la Formación Colimapu, con una parcial alteración hidrotermal (prominencia de material arcilloso). Se modela subyaciendo la totalidad del modelo.

Por otro lado, la morrena de fondo es modelada subyaciendo al glaciar, con un espesor variable de hasta 2,5 m, valor propio de glaciares de rocas en dichas latitudes (Geoestudios, 2012). Como escenario tipo, su extensión bajo el glaciar es supuesta desde el frente del glaciar hasta el punto donde se modela la fractura hacia la superficie del hielo, en vista de las observaciones realizadas en terreno tras el deslizamiento del glaciar (Marangunic, 1997). No obstante, escenarios con distinta extensión de la morrena de fondo son incorporados a la discusión.

La base del glaciar es simulada a partir del modelo digital de la topografía subglacial expuesto en el apartado 3.1.6.1. *Topografía subglacial*, ídem para la topografía superficial.

Finalmente, el espesor del detrito superficial se estima entre 0,5 y 1 m (de la cabecera hacia el frente, respectivamente), acorde a características de glaciares cercanos al área de estudio que han perdurado a lo largo de los últimos 35 años (Geoestudios, 2012) y a su vecino glaciar Pirámide (Ferrando, 2012), junto a las observaciones de Marangunic (1997). Las observaciones realizadas en terreno apuntan a que el detrito está compuesto principalmente de clastos de areniscas y lutitas, propias de la formación que subyace al glaciar y que aflora en los alrededores del mismo.

Un perfil esquemático que ilustra la confección del modelo multicapas se presenta en la figura 3.4.3-A. La columna de hielo bajo el nivel de agua da cuenta del modelamiento del nivel de agua en el glaciar a fin de emular la altura de la columna de agua presente en el hielo glacial, del cual se da más detalles en el apartado 3.4.4. *Metodologías de análisis*.

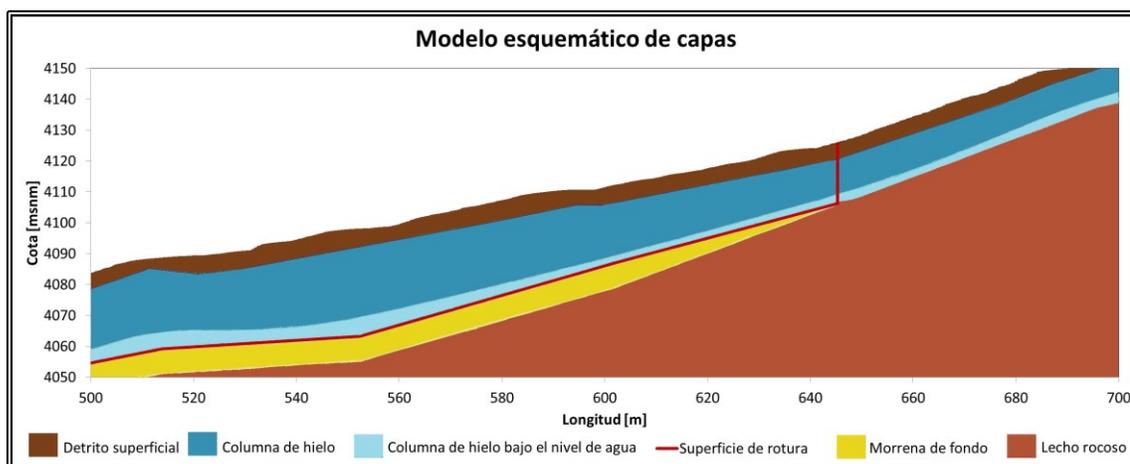


Figura 3.4.3-A. Modelo esquemático de capas aplicado al glaciar Aparejo.

3.4.3.1. *Superficie y base discreta*

Como se indica en la metodología, mediante el uso de los softwares AutoCAD y Excel se confecciona el perfil longitudinal del glaciar, considerando los antecedentes aquí expuestos para la simulación de cada una de las capas que conforman parte del modelo.

El primer paso consiste en la discretización de los puntos que conforman la base y superficie topográfica del glaciar, exportados desde ArcGIS a partir de las figuras 3.4.2-B y 3.4.2-C. El objetivo consiste en simplificar los 623 puntos obtenidos a un total de 25 puntos para la base del glaciar, número adecuado con tal de garantizar la óptima funcionalidad para el rango operacional de los softwares de análisis de estabilidad a utilizar (REAME2012 y Slope v.8). Los puntos escogidos refieren a los mayores cambios de pendiente tanto en la base como en la superficie del glaciar.

El criterio general al momento de generar los perfiles topográficos discretos es respetar la pendiente del lecho en los puntos de inflexión. No obstante, por tratarse de un perfil esquemático, las irregularidades cuya longitud sea inferior a 50 m no son consideradas. 50 m corresponde a la resolución del modelo al dividir la longitud de 1241 m (figura 3.4.2-B) por los 25 puntos antes mencionados.

Por último, la información del perfil discreto es exportada de AutoCAD a Excel. A modo de ilustrar el proceso anterior se presenta la figura 3.4.3.1-A, que da cuenta de la superposición del perfil topográfico continuo junto a la discretización realizada.

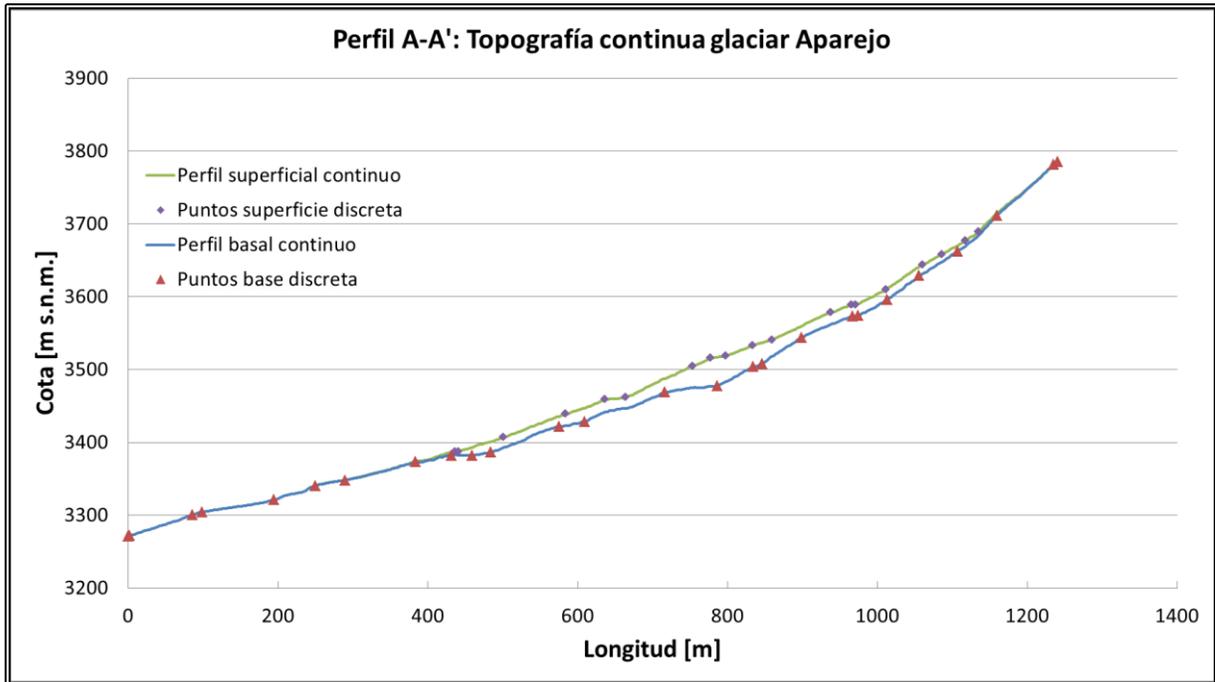


Figura 3.4.3.1-A. Comparativa perfil continuo vs perfil discreto a partir de la topografía del glaciar Aparejo. Ubicación del perfil en figura 3.4.2-A.

Los perfiles discretos son presentados en la figura 3.4.3.1-B. Importante mencionar que la geometría tal como es aquí presentada también será empleada para el análisis de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo en sus condiciones actuales.

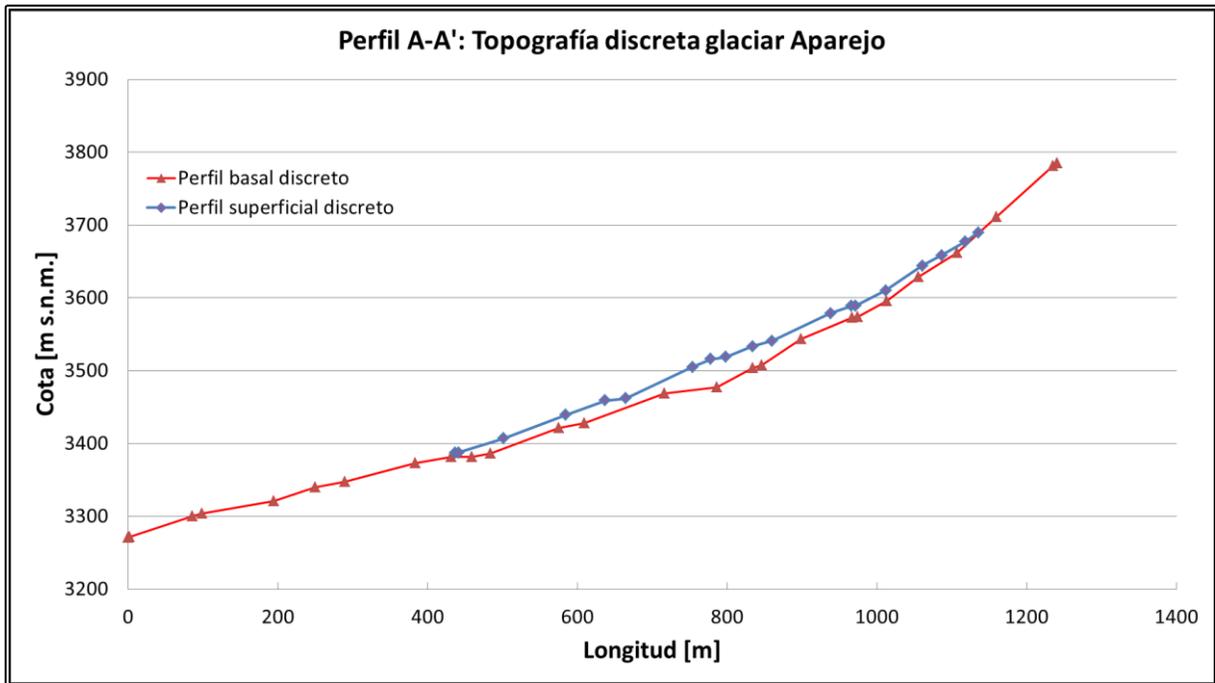


Figura 3.4.3.1-B. Perfil discreto glaciar Aparejo. Ubicación del perfil en figura 3.4.2-A.

3.4.3.2. *Perfil longitudinal*

Como se aprecia en los perfiles expuestos en las figuras 3.4.3.1-A y 3.4.3.1-B, parte de la topografía en superficie aparece incompleta. Para el modelo del glaciar de 1980, la topografía superficial se emula tomando en cuenta la máxima profundidad del glaciar estimada por Marangunic (1997), correspondiente a 73 m, bajo la premisa de que el punto de máxima profundidad en el glaciar hoy (figura 3.4.2-A) coincide con aquel del glaciar en 1980, al ser la topografía superficial un buen reflejo del relieve en la base (Flowers y Clarke, 1999), lo cual es especialmente válido para glaciares con alta velocidad de flujo.

De dicho modo, el modelamiento de la columna glacial de la cabecera hacia el frente se efectúa siguiendo una geometría característica de glaciares de montaña en Chile central (DGA, 2011b; Geoestudios, 2012), cuyos aspectos principales son

- Cabecera del glaciar definida por una grieta superior que separa el hielo sin movimiento (o de muy pequeño desplazamiento, dado su espesor) de aquel en deformación, también conocida como rimaya (DGA, 2008). Se asignan 2 m de profundidad para la misma.
- Frente superficial con geometría de cuña (espesor cero en el frente), acorde al testimonio de los testigos presenciales del deslizamiento.
- Superficie de rotura paralela a la base del glaciar, con una fractura oblicua que va desde la base del hielo a la intersección de la traza del deslizamiento y la fractura modelada en superficie en la figura 3.4.2-A, esta superficie de falla es predefinida en el modelo. Pralong y Funk (2006) dan cuenta de varios tipos de rupturas en el hielo glacial, adicionales a la ruptura en la base del glaciar, a partir de observaciones en terreno en los Alpes.
- El lecho rocoso se modela como una capa de espesor arbitrario exigida por el modelo, de 50 m en el frente, subyaciendo al glaciar y denominada “límite del modelo”. El espesor de esta capa no tiene incidencia en los resultados de la simulación.

Con los antecedentes descritos, el perfil longitudinal resultante se presenta en la figura 3.4.3.2-A. Como parte de la discusión, se efectúa un análisis de estabilidad del glaciar Aparejo en sus condiciones actuales, motivo por el cual se presenta la figura 3.4.3.2-B, correspondiente al perfil longitudinal del glaciar hoy en día, confeccionado en base a los mismos criterios para el perfil del glaciar de 1980.

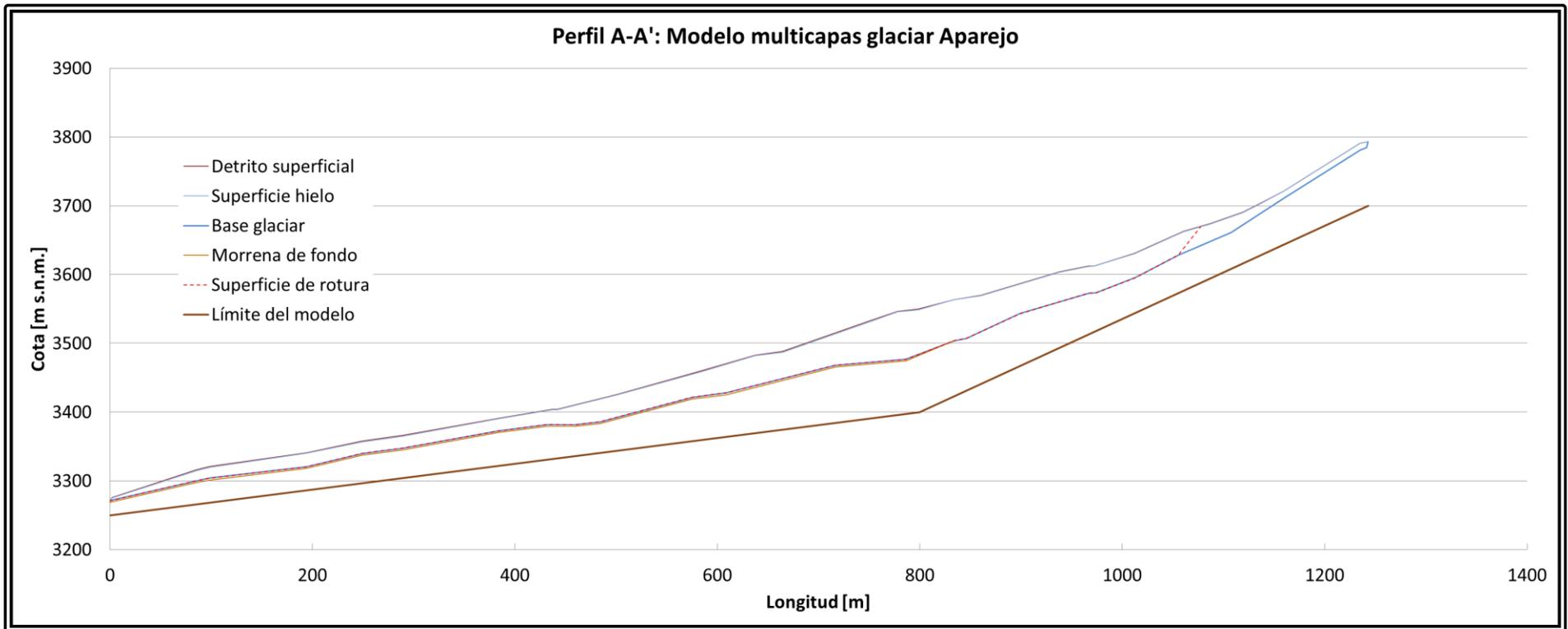


Figura 3.4.3.2-A. Perfil longitudinal glaciar Aparejo a 1980. Detalle de las capas modeladas en la figura 3.4.3-A.

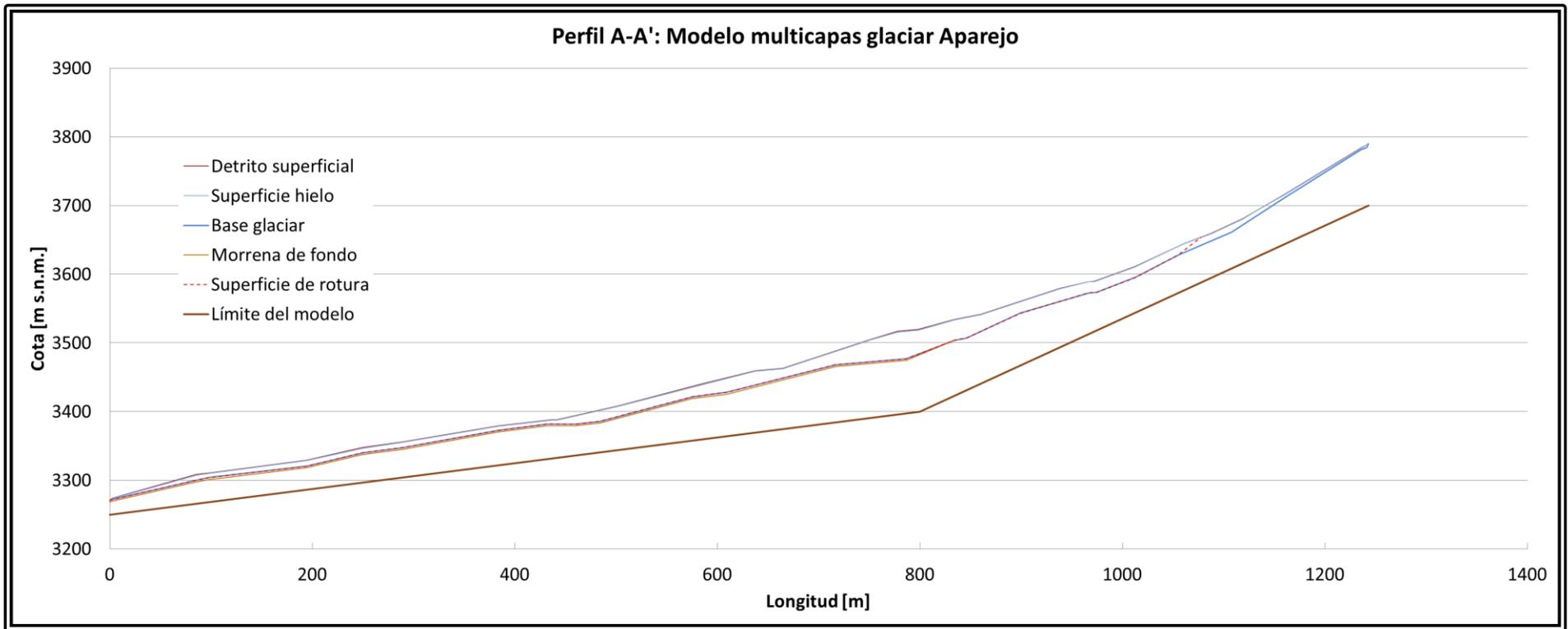


Figura 3.4.3.2-B. Perfil longitudinal glaciar Aparejo hoy. Detalle de las capas modeladas en la figura 3.4.3-A.

3.4.4. Metodología de análisis

Los análisis de estabilidad mecánica, tales como la evaluación de fracturas en cuña y deslizamientos a partir de fracturas circulares, han sido aplicados principalmente al estudio de taludes rocosos y laderas en ambientes de montaña (González de Vallejo, 2002). Por otro lado, existen diversos trabajos asociados a la estabilidad de taludes en ambientes glaciales (Cossart *et al.*, 2008; McColl, 2012). El elemento común de los procedimientos para cálculo de estabilidad de masas de materiales es el hecho de que todos calculan un Factor de Seguridad, *i.e.*, se efectúa un análisis de riesgos asociados (Burr y Cheatham, 1995).

Para efectos de este estudio se realiza un análisis de equilibrio límite en dos dimensiones, donde se modela el glaciar Aparejo como un talud en el cual se desarrolla una fractura no circular. Dadas las propiedades físicas de las masas de hielo, tales como la deformación según la ley de flujo del hielo, que considera que el hielo se deforma acorde a la variación exponencial del esfuerzo efectivo de corte, es imposible que se produzca una fractura circular como en el caso de un material granular (Cuffey y Paterson, 2010).

3.4.4.1. Descripción del método analítico

Huang (2012) da cuenta del principio básico del análisis de equilibrio límite aplicado en dos dimensiones, del cual se presenta el siguiente extracto:

“La teoría de equilibrio límite asume que el estrés de cizalle a lo largo de una superficie de rotura dada es reducido por un factor de seguridad (FS) con tal de mantener la masa deslizante en un estado de equilibrio límite. Por tratarse de un análisis 2D, se emplea el método de las rebanadas (capas verticales de igual área que dividen el área a modelar), en el cual la fuerza de cizalle (T) en cada rebanada es modelado acorde a la teoría de Mohr-Coulomb, como se describe a continuación:

$$\text{Ec. (1):} \quad T = \frac{cA + N \tan(\phi)}{FS}$$

Donde “c” corresponde a la cohesión efectiva, “A” es el área de la superficie de falla, ϕ es el ángulo de fricción efectiva y “N” la fuerza normal. En la ecuación 1 los términos del lado derecho son conocidos, salvo por el Factor de Seguridad y la fuerza normal, los cuales son tratados como incógnitas en el método de equilibrio límite. Una vez que N y FS son conocidos, el término T se puede determinar a partir de la ecuación 1.

Acorde a lo anterior, de manera general en cada rebanada modelada el número de ecuaciones debe ser igual al número de incógnitas (3 en este caso; T, N y FS). Por tanto, se tiene una ecuación para el equilibrio de momento y dos ecuaciones para el equilibrio de fuerzas en dos direcciones perpendiculares. De tener X rebanadas en el modelo, el máximo número de ecuaciones de equilibrio será 3X.”

Con tal de poder efectuar una comparación certera entre los resultados provistos por los dos softwares de análisis de estabilidad empleados (REAME2012 y Slope v.8), se utiliza el método en común que poseen ambos programas para el análisis de equilibrio límite en fallas no circulares, el cual corresponde al método modificado de Spencer (Spencer, 1973; Chugh, 1981).

Este método satisface todas las ecuaciones de equilibrio en cada rebanada y, al igual que el método original de Spencer (Spencer, 1967), asume que todas las fuerzas laterales (figura 3.4.4.1-A) se inclinan en un ángulo δ con respecto a la horizontal. La diferencia con el método original radica en el hecho de que el centro de momento (punto en el que el eje de un momento corta el plano de las fuerzas que lo producen) es considerado en el punto medio de la base de cada rebanada.

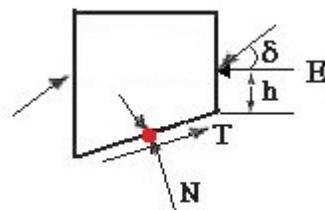


Figura 3.4.4.1-A. Fuerzas en la rebanada acorde al método modificado de Spencer. El punto rojo representa la ubicación del centro de momento. Modificado de Huang (2012).

El término “h” en la figura 3.4.4-A corresponde a la altura de cada fuerza lateral y también es considerado una incógnita, a fin de que el número de ecuaciones del método sea igual al número de variables desconocidas, como se indica en la tabla 3.4.4.1-A. El término E refiere a la fuerza normal aplicada entre las rebanadas.

Tabla 3.4.4.1-A. Total de ecuaciones e incógnitas que rigen el método modificado de Spencer. X corresponde al número de rebanadas. Modificado de Huang (2012).

Ecuaciones		Incógnitas	
Descripción	Nro.	Descripción	Nro.
\sum fuerzas horizontales = 0	X	Fuerza normal entre rebanadas, E	X - 1
\sum fuerzas verticales = 0	X	Altura de fuerzas entre rebanadas, h	X - 1
\sum momento en la base de cada rebanada = 0	X	Fuerza normal efectiva, N	X
Total	3X	Ángulo de las fuerzas inter rebanadas, δ	1
		Factor de Seguridad, FS	1
		Total	3X

El método modificado de Spencer es similar al método de Morgenstern-Price (Morgenstern y Prince, 1965), el cual asume que la fuerza de cizalle, S, entre rebanadas, no solo varía con la fuerza normal, E, sino que cambia de rebanada a rebanada acorde a una función $f(x)$ o, como lo indica la ecuación 2

$$\text{Ec. (2): } S = \lambda f(x)E$$

Donde λ corresponde a una constante a ser determinada y $f(x)$ puede ser un valor constante, una función lineal, curva o un valor numérico en cada lado vertical de las rebanadas del modelo. Como corolario, se infiere que el método modificado de Spencer corresponde a un caso especial

del método de Morgenstern-Price, donde $\lambda = \tan(\delta)$ y $f(x) = 1$.

La mayor diferencia entre el método modificado de Spencer y el método de Morgenstern y Price radica en que el último provee mayor flexibilidad en los supuestos para la inclinación de las fuerzas entre rebanadas. En vista de que el software REAME2012 no cuenta con el método Morgenstern-Price para análisis, se aplica el análisis en base al método modificado de Spencer.

Más detalles acerca de las ecuaciones que rigen el método de las rebanadas y, en particular, el método modificado de Spencer se encuentran en Duncan y Wright (2005) y Huang (2012).

3.4.4.2. Parámetros y casos a considerar en el modelo

Los programas computacionales aquí mencionados para el análisis de estabilidad consideran una serie de parámetros claves para efectuar el cálculo del Factor de Seguridad que van desde las propiedades geotécnicas de los materiales modelados (densidad, cohesión, ángulo de fricción interna), la presencia de agua en el glaciar y la influencia de un sismo al momento de realizar la simulación.

3.4.4.2.1. Aceleración sísmica

Son numerosos los antecedentes de remociones de hielo y detrito gatilladas por la acción de terremotos (Shroder, 2014). Algunos eventos históricos destacables son el caso del Nevado del Huascarán (Evans *et al.*, 2009a), el deslizamiento asociado al glaciar Sherman, Alaska (Marangunic, 1972), y casos registrados en el Himalaya (van de Woerd *et al.*, 2004).

Siendo Chile un país con una actividad sísmica recurrente (Silbergleit y Prezzi, 2012), se hace necesario la consideración de aceleración sísmica para el análisis de estabilidad mecánica de cualquier masa a lo largo del territorio. En particular, para estructuras en la cordillera de Chile central, la Norma Sísmica Chilena recomienda utilizar una aceleración de 0,2 g (INN Chile, 1996), equivalente a un evento sísmico de subducción magnitud M7.0 o superior, valor que se acoge para efectos de la simulación del caso dinámico en el análisis de estabilidad del glaciar Aparejo.

Acorde al reporte de los testigos presenciales del deslizamiento (Peña 1980; Marangunic 1980, 1997) no hubo un sismo perceptible antes del evento, de modo que en el análisis a efectuar se considera solo el caso estático (aceleración sísmica de 0 g), mientras que en el análisis de estabilidad del glaciar Aparejo actual sí se considera el caso dinámico (aceleración de 0,2 g).

De manera adicional, se incorpora al modelo el caso de un sismo cortical con un período de recurrencia de 1950 años, cuya aceleración sísmica correspondiente se estima en 0,7 g (Leyton *et al.*, 2010), similar al caso del terremoto de Las Melosas ocurrido en la cordillera de Chile central en 1958 (Sepúlveda *et al.*, 2008).

3.4.4.2.2. Propiedades geotécnicas

Los parámetros geotécnicos a incorporar corresponden a la cohesión, ángulo de fricción (o rozamiento) interno y peso específico de cada capa (este último derivado de la densidad). Una breve descripción de dichas propiedades se presenta a continuación.

- Cohesión (C): fuerza de unión entre las partículas que conforman un material (para el caso de las rocas, fuerza de unión entre los minerales).
- Ángulo de fricción interna (ϕ): refiere al ángulo de rozamiento entre dos planos del mismo material. Define el coeficiente de fricción interna, $\tan(\phi)$, y la fuerza friccional, cuando dicho coeficiente es ponderado por el esfuerzo normal aplicado en el plano.
- Peso específico: peso por unidad de volumen. En general se considera el mismo valor tanto para el peso específico como para la densidad.

Los valores preliminares de las propiedades antes descritas a considerar por capa (de base a techo) para el modelo de estabilidad mecánica se resumen en la tabla 3.4.4.2.2-A. Una profundización en torno a las variaciones de dichos parámetros se presenta en el Capítulo 4.

Tabla 3.4.4.2.2-A. Valores preliminares de cohesión, ángulo de fricción interna y peso específico considerados para el modelo de estabilidad. Fuente de los datos indicada en el texto.

Capa	Cohesión [kg/cm ²]	Ángulo de fricción interna [°]	Peso específico [g/cm ³]
Lecho rocoso (arenisca)	280	40	2,4
Morrena de fondo	0,1	11	1,8
Columna de hielo	7	40	0,9
Detrito superficial	1,0	34	2,2

Los valores adoptados para las propiedades de la morrena de fondo son aquellos estimados por Marangunic (1997, 2010) como valores críticos en su modelo de estabilidad del glaciar Aparejo. Por otro lado, la fricción interna del hielo fue escogida como valor intermedio entre el valor establecido por Shumskii (1964) y aquellos publicados por Casassa *et al.* (1991), mientras que su cohesión y peso específico provienen de los trabajos de DGA (2008) y Cuffey y Paterson (2010), respectivamente. Para la cohesión y peso específico del lecho rocoso se utilizan los valores expuestos en González de Vallejo (2002), no así su ángulo de fricción interna, valor extraído de Schellart (2000), igual que para el peso específico y cohesión del detrito superficial. El ángulo de fricción interna del detrito superficial, por tratarse de un material poco cohesionado, es utilizado acorde a los valores publicados por Deganutti *et al.* (2011).

3.4.4.2.3. Nivel de agua en el glaciar

Los glaciares temperados cuentan con un nivel de agua el cual puede estar asociado a la permeabilidad secundaria del hielo en el glaciar y manifestarse como una red de drenaje en torno a las fracturas presentes (Fudge *et al.*, 2008). Ha sido muy discutido el rol que ejerce la presión de agua en un glaciar y su influencia en la estabilidad del mismo (Röthlisberger e Iken, 1981; Schweizer e Iken, 1992; Pralong, 2005; Failandtaz *et al.*, 2012), de modo que no se puede dejar de lado su incorporación en todo modelo de estabilidad aplicado a una masa glacial.

En particular, para el caso del deslizamiento del glaciar Aparejo, Marangunic (1997) da cuenta, a partir del relato de los testigos presenciales, de un ingreso estimado de 17.250 m³ de agua al glaciar, producto de la intensa nevada que tuvo lugar los días previos al evento.

En el presente modelo de estabilidad la presencia de agua es modelada simulando la existencia de un nivel freático en el glaciar (Lang *et al.*, 1977, figura 3.4.3-A), con el objetivo de simular el efecto de la presión de agua bajo y dentro del glaciar.

Para llevar a cabo lo anterior se incorpora al perfil longitudinal del glaciar Aparejo una nueva superficie denominada “nivel de agua”, en la cual se varía su altura con respecto al espesor del glaciar en cada uno de los puntos que definen dicho nivel. Importante destacar que el espesor del glaciar solo considera la altura de la columna de hielo. A modo de ejemplo, si se considera un porcentaje de saturación igual a 20%, el nivel de agua se emplaza a una altura equivalente al 20% del espesor del glaciar en cada punto que delimita la base del mismo, de modo que mientras mayor es el porcentaje considerado, más alto se emplaza el nivel de agua modelado.

Los softwares REAME2012 y Slope v.8. permiten la incorporación de un nivel freático al modelo confeccionado, de modo que la variación de la altura del nivel de agua se realiza de manera iterativa en cada programa computacional a fin de determinar su influencia en los valores de FS obtenidos.

3.5. FACTORES DE SEGURIDAD

3.5.1. Glaciar Aparejo 1980

A continuación en la tabla 3.5.1-A se presentan los Factores de Seguridad (FS) obtenidos en el análisis de estabilidad del glaciar Aparejo considerando los antecedentes aquí mencionados junto a su consecuente variación en función del porcentaje de agua modelada como porcentaje de saturación en el glaciar. Como se menciona en el apartado 3.4.4. *Metodología de análisis*, el método empleado corresponde al método modificado de Spencer el cual utiliza 47 rebanadas en REAME2012 para efectuar el cálculo, cantidad que se replica para la simulación en Slope v.8.

Los valores para FS no han de entregarse con más de una cifra significativa, puesto que un cambio centesimal excede los alcances de un modelo de estabilidad. Como se menciona en el apartado 3.4.4.2.1. *Aceleración sísmica*, en los resultados expuestos se evalúa solo el caso estático (sin sismo asociado).

Tabla 3.5.1-A. Valores estáticos de FS obtenidos en el modelo de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo a 1980.

Porcentaje de agua [%]	REAME2012	Slope v.8
90	0,6	0,4
80	0,7	1,2
70	0,8	1,3
60	0,9	1,5
50	0,9	1,8
40	1,0	1,9
30	1,1	2,0
20	1,2	1,3
10	1,3	2,1
5	1,3	3,0

En las figuras 3.5.1-A y 3.5.1-B se presentan los perfiles longitudinales del glaciar Aparejo modelados con REAME2012 y Slope v.8.

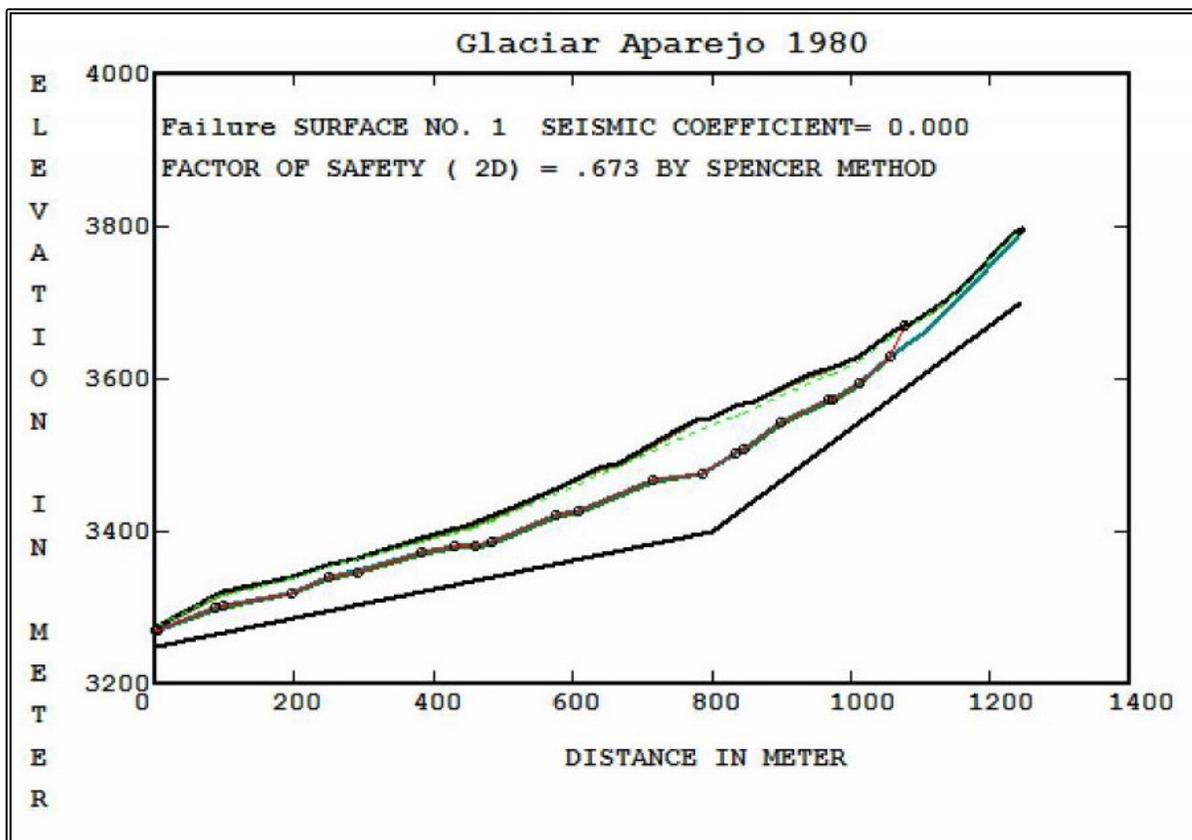


Figura 3.5.1-A. Perfil longitudinal del glaciar Aparejo generado en REAME2012. FS = 0,673, considerando una altura del nivel de agua equivalente a 80% de saturación.

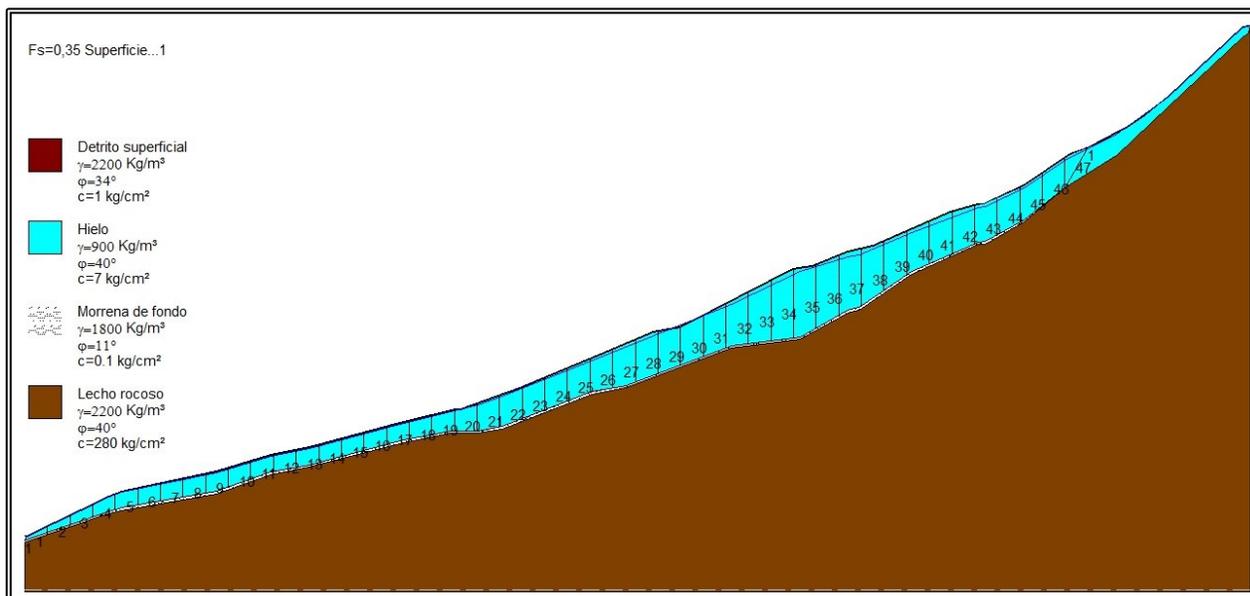


Figura 3.5.1-B. Perfil longitudinal del glaciar Aparejo generado en Slope v.8. FS = 0,35 considerando una altura del nivel de agua equivalente a 90% de saturación.

3.5.2. Glaciar Aparejo en la actualidad

De manera análoga a los resultados expuestos para el modelo del deslizamiento del glaciar Aparejo, se presentan los Factores de Seguridad obtenidos para el análisis de estabilidad del glaciar en sus condiciones actuales. Los resultados señalados a continuación sí consideran el efecto de un sismo de subducción en la cordillera (caso dinámico). Igual que el análisis anterior, el método empleado corresponde al método modificado de Spencer. Como apoyo para la discusión, se incluyen los resultados obtenidos para diversos porcentajes de agua estimados en el glaciar junto a la diferencia porcentual (ΔFS) entre los Factores de Seguridad al incorporar el coeficiente de aceleración sísmica a la simulación.

Tabla 3.5.2-A. Valores de FS obtenidos en el modelo de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo actual. El perfil modelado corresponde al de la figura 3.4.3.2-B

Porcentaje de agua [%]	REAME2012			Slope v.8		
	Estático	Dinámico	ΔFS [%]	Estático	Dinámico	ΔFS [%]
90	1,6	0,9	43,3	2,8	1,8	37,4
80	1,7	1,0	43,1	2,9	1,9	35,2
70	1,8	1,0	42,7	2,8	1,8	35,6
60	1,8	1,1	42,2	2,9	1,9	35,2
50	1,9	1,1	41,7	3,0	1,9	36,0
40	2,0	1,2	41,4	3,2	1,9	42,0
30	2,1	1,2	41,1	3,3	2,0	40,5
20	2,1	1,3	40,8	3,4	2,0	42,2
10	2,2	1,3	40,5	3,5	2,0	42,9
5	2,2	1,3	40,4	3,6	2,0	43,3

4. DISCUSIÓN

4.1. VARIACIÓN DE LOS FACTORES DE SEGURIDAD

Como se explica en el capítulo 3, son numerosas las variables consideradas en el modelo de estabilidad confeccionado (aceleración sísmica, presencia de agua en el glaciar, propiedades geotécnicas de las capas). Con los resultados ya expuestos, en lo que sigue se analiza las diferencias observadas al someter a cambios aquellas variables estimadas como las más influyentes.

4.1.1. Rol del agua

En los resultados expuestos en la tabla 3.5.1-A se indican distintos porcentajes para el modelamiento del nivel de agua al momento de efectuar el análisis de estabilidad. Dichos valores simulan un aumento progresivo de la cantidad de agua en el glaciar, hasta un total de 90%, punto donde ambos modelos otorgan un resultado crítico de FS (0,6 y 0,4 para REAME2012 y Slope v.8, respectivamente).

Röthlisberger e Iken (1981) hacen mención del mecanismo denominado “pistón hidráulico”, referido por Marangunic (1997) como el elemento que gatilló el deslizamiento, el cual sostiene que a raíz de la elevada presión de agua en las cavidades en el lecho del glaciar, éste puede despegarse de su lecho y desplazarse pendiente abajo al tiempo que arrastra parte del sustrato consigo.

Otro mecanismo análogo, denominado “flotación catastrófica”, fue propuesto por Krenke y Kotlyakov (1985) como causa de la remoción del glaciar Kolka, Cordillera del Cáucaso, Rusia, en 2002. Este proceso corresponde a una pérdida de la resistencia al cizalle en la base del glaciar producto de altas presiones de poros (presión que ejerce el agua atrapada en un suelo, roca o hielo en este caso) alcanzadas en hielo estancado y cubierto por detrito.

En el caso del glaciar Aparejo, se pone de manifiesto la acción del agua como factor de inestabilidad, como lo evidencia el descenso del Factor de Seguridad en la medida que se aumenta progresivamente el porcentaje de agua existente en el glaciar (figura 4.1.1-A).

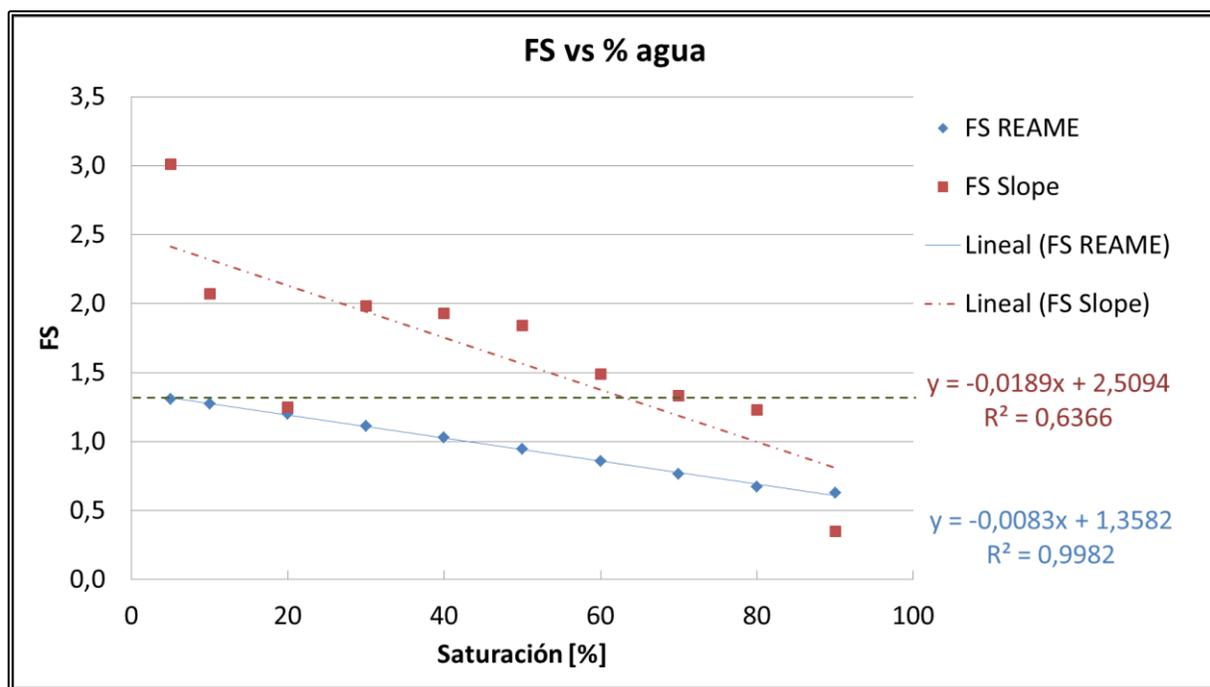


Figura 4.1.1-A. Variación del Factor de Seguridad en función del porcentaje de agua modelado en el deslizamiento del glaciar Aparejo. La línea negra horizontal corresponde al límite de Duncan y Wright (2005), para un valor de FS igual a 1,3. Valores en tabla 3.5.1-A.

En los modelos de otros autores descritos en el apartado 4.2.2. *Comparación con otros análisis* se aprecia la incorporación de la presencia de agua en el glaciar como el elemento principal al momento de evaluar su estabilidad. Varios autores sostienen que el coeficiente de fricción depende de la presión del agua subglacial (Schweizer e Iken, 1992; Jay-Allemand *et al.*, 2011) o bien del contenido de hielo en el material de la base (Schneider *et al.*, 2011), motivo por el cual en el modelo de estabilidad aquí presentado se considera un valor crítico para la fricción y cohesión del material en la base del glaciar (tabla 3.4.4.2.2-A), extraídos del estudio del glaciar Aparejo hecho por Marangunic (1997).

Las investigaciones de Lang *et al.*, (1977), Schommer (1977), Fountain (1989) y Geostudios (2014) revelan la existencia de un nivel de agua en la zona de acumulación de un glaciar alpino que puede llegar a tener hasta 40 m de profundidad. En el caso del glaciar Aparejo, el relato de los testigos presenciales indica que en los días previos a su deslizamiento, el glaciar evidenciaba la existencia de agua hasta su superficie, en forma de escurrimiento superficial y lagunas supraglaciales (Peña, 1980; Marangunic, 1997), corroborando la abundancia de agua al interior de la masa de hielo.

Sumado a lo anterior, citando a Marangunic (1997), “la nevada ocurrida hasta el mediodía del 29 de Febrero de 1980 aportó aproximadamente 10 cm de nieve fresca densa y húmeda, la cual incorporó del orden de 17.250 m³ de agua al área del glaciar de rocas entre el mediodía del 29 y la madrugada del 1° de Marzo”. Para apoyar lo cita expuesta, en la figura 4.1.1-B se da cuenta de la precipitación registrada en las estaciones cercanas al área de estudio para el mes de febrero de 1980.

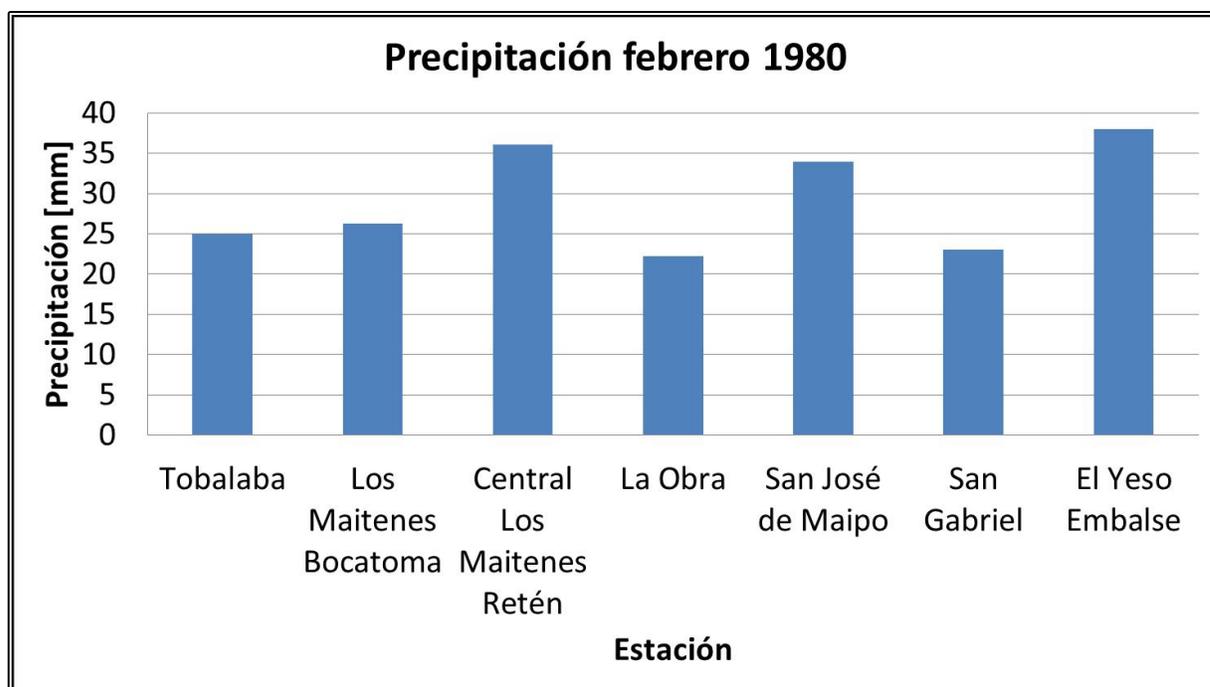


Figura 4.1.1-B. Precipitación registrada en estaciones pluviométricas cercanas al área de estudio. Datos provenientes de Anuario Meteorológico 1980 (DGAC, 2001).

En comparación con los años previos, donde no hubo precipitación en febrero, el año 1980 fue particularmente húmedo, probablemente a consecuencia de un fenómeno El Niño de intensidad leve ese año (Quintana y Aceituno, 2011). La precipitación en la cuenca del estero Aparejo en los días previos al deslizamiento habría favorecido el ingreso de agua al glaciar, como es el caso de los glaciares temperados en temporada de verano (Fountain y Walder, 1998).

4.1.2. Sismicidad

Como lo revela la tabla 3.5.2-A, en la aplicación del modelo de estabilidad al glaciar Aparejo hoy, la condición de un escenario dinámico, que considera una aceleración sísmica equivalente a 0,2 g (INN Chile, 1996), induce un claro descenso del Factor de Seguridad obtenido, lo cual pone en evidencia la acción de la componente sísmica en la estabilidad de la masa de hielo, con diferencias medias de 42 y 39% para los FS provenientes de REAME2012 y Slope v.8, respectivamente. En la figura 4.1.2-A se ilustra de manera gráfica el descenso de FS.

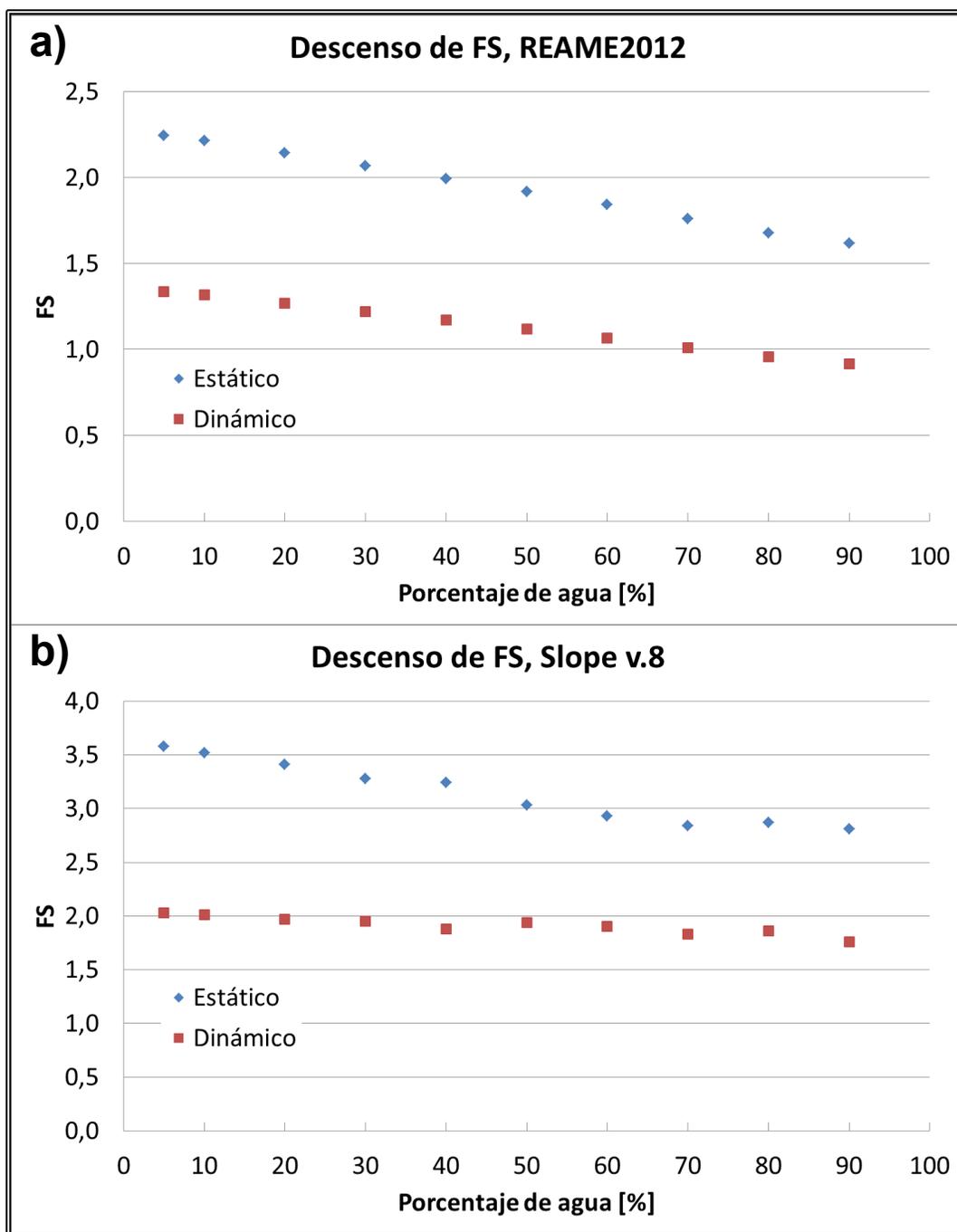


Figura 4.1.2-A. Descenso de FS al incorporar el coeficiente de aceleración sísmica (caso dinámico) al modelo de estabilidad del glaciar Aparejo actual. a) Modelo de REAME2012. b) Modelo de Slope v.8.

Evans y Delaney (2014) dan cuenta de varios casos en que avalanchas y remociones de hielo han sido gatilladas por la acción de terremotos. En 2001, un terremoto de magnitud cercana a M 8,0 indujo numerosas remociones de hielo en las montañas de Kunlun Shan (norte del Tibet), de las cuales dos tuvieron un volumen en el rango de 1-4 millones de m³ (van der Woerd *et al.*, 2014). Evans *et al.* (2009a) describe en detalle el evento de 1970 en el Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Perú, el cual tuvo su origen en un terremoto magnitud M 7,9 que afectó el área de

Ancash. La caída de hielo y roca por parte de la cumbre norte del Nevado Huascarán derivó en un flujo de detritos cuyo depósito se estima en el orden de 58 millones de m³, provocando la muerte de alrededor de 15.000 personas.

En el caso del deslizamiento del glaciar Aparejo, si se incorpora la aceleración sísmica de 0,2 g, equivalente a un sismo de magnitud M 7,0, al escenario más crítico evaluado (90% de agua), el Factor de Seguridad obtenido es de 0,1 en ambos modelos; poniendo en claro un certero escenario de inestabilidad.

Como se menciona en el capítulo 3, si se considera un sismo cortical con un período de recurrencia de 1950 años, cuyo coeficiente de aceleración de gravedad modelado es de 0,7 g, para un porcentaje de saturación de 5%, los Factores de Seguridad obtenidos corresponden a 0,3 y 0,9 para REAME2012 y Slope v.8, respectivamente. Lo anterior apunta a que para un caso como el terremoto de Las Melosas de 1958 (Sepúlveda *et al.*, 2008), de ocurrir en las inmediaciones de un glaciar blanco o glaciar de rocas, habrían catastróficas consecuencias asociadas a la posible remoción total o parcial de la masa de hielo, pese a que tras el evento de 1958 no hubo casos de deslizamientos o avalanchas de hielo registrados.

El caso dinámico modelado en REAME2012 para el glaciar Aparejo actual concluye que el glaciar es inestable. Claramente esta es una exageración de la inestabilidad mecánica actual del glaciar, en virtud de que a la fecha no se ha registrado un nuevo evento de deslizamiento catastrófico en la cuenca del estero Aparejo, pese a la ocurrencia de los últimos sismos de magnitud superior a 7,0 registrados en Chile central, como el caso del terremoto M 8,8 en la Región del Maule (Moreno *et al.*, 2010). La ocurrencia del evento de 1980 sin necesidad de un gatillador sísmico, como lo revela el análisis aquí efectuado, sugiere más estudios en el glaciar actual a fin de poder estimar de manera fehaciente su comportamiento a futuro.

4.1.3. Morrena de fondo

4.1.3.1. *Variación de las propiedades geotécnicas*

A fin de evaluar la influencia de la calidad del material en el lecho del glaciar, se realiza un análisis de estabilidad alternativo del glaciar Aparejo en sus condiciones de 1980, asignando a las propiedades geotécnicas de la morrena de fondo los valores expuestos en la tabla 4.1.3.1-A, los cuales consideran un lecho bajo la zona de ablación del glaciar con pendiente entre 20 y 26° (Marangunic, 2010; Geoestudios, 2012). Los resultados obtenidos se exponen en la tabla 4.1.3.1-B junto a los resultados originales expuestos en la tabla 3.5.1-A, referidos como caso base.

Tabla 4.1.3.1-A. Valores empleados para el análisis de estabilidad del glaciar Aparejo con morrena de fondo de mayor calidad (Marangunic, 2010; Geoestudios, 2012).

Cohesión [kg/cm ²]	Ángulo de fricción interna [°]	Peso específico [gr/cm ³]
10	14	1,8

Tabla 4.1.3.1-A. Valores estáticos de FS obtenidos en el modelo de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo a 1980 con morrena de fondo de mayor calidad. Case base corresponde a l escenario modelado para el análisis original, vale decir, una extensión de la morrena en el lecho equivalente a cuatro quintos del largo de la base.

Porcentaje de agua [%]	REAME2012	FS caso base	Slope v.8	FS caso base
90	10,9	0,6	9,9	0,4
80	11,0	0,7	10,0	1,2
70	11,1	0,8	10,2	1,3
60	11,2	0,9	10,3	1,5
50	11,3	0,9	10,4	1,8
40	11,4	1,0	10,6	1,9
30	11,5	1,1	10,7	2,0
20	11,6	1,2	10,8	1,3
10	11,7	1,3	10,9	2,1
5	11,7	1,3	11,0	3,0

Es directo apreciar que al aumentar la cohesión y ángulo de fricción del material en el lecho del glaciar, este refleja una condición de estabilidad general, donde los Factores de Seguridad son un orden de magnitud superior al caso base evaluado, escenario en que se emplearon los valores calificados como críticos por Marangunic (1997, 2010).

4.1.3.2. Extensión en el lecho

Con tal de estimar el efecto de la extensión de la morrena de fondo en el lecho del glaciar, se consideraron dos alternativas a la evaluada para el análisis de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo, detallada en el apartado 3.4.3. *Modelo multicapas*, las cuales son: morrena de fondo extendida bajo dos tercios de éste y morrena de fondo abarcando solo la mitad de la extensión.

Los resultados se presentan en las tablas 4.1.3.2-A y B, mientras que en la figura 4.1.3.2-A-a) y b) se ilustra de manera gráfica la comparativa con los resultados del caso base. Por efecto de limitaciones operacionales de cálculo en el software REAME2012, atribuidas al número de rebanadas que considera el programa al efectuar la simulación en cada escenario, algunos modelos solo pudieron ser evaluados mediante Slope v.8. Aquellos casos en que no fue posible modelar con REAME2012 se refieren como sin información (S/I).

Tabla 4.1.3.2-A. Valores estáticos de FS obtenidos en el modelo de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo a 1980 considerando la morrena de fondo abarcando dos tercios del lecho del glaciar.

Porcentaje de agua [%]	REAME2012	Slope v.8
90	S/I	55,1
80	S/I	55,2
70	S/I	55,4
60	S/I	55,6
50	55,9	55,7
40	58,0	55,9
30	58,1	56,1
20	58,2	56,2
10	58,2	56,4

Tabla 4.1.3.2-B. Valores estáticos de FS obtenidos en el modelo de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo a 1980 considerando la morrena de fondo abarcando la mitad del lecho del glaciar.

Porcentaje de agua [%]	REAME2012	Slope v.8
90	S/I	103,8
80	S/I	104,0
70	S/I	104,2
60	S/I	104,5
50	S/I	104,7
40	S/I	104,9
30	S/I	105,1
20	S/I	105,3
10	110,6	105,6

Como se aprecia en la figura 4.1.3.2-A, existe una relación directa entre la extensión de la morrena de fondo y la estabilidad del glaciar. Mientras mayor es la fracción del lecho ocupada por till, menor es el Factor de Seguridad obtenido, independiente del porcentaje de agua considerado. En base a observaciones en terreno, Marangunic (1997) estima que los dos tercios inferiores de la base de la cubeta glacial desocupada tras el deslizamiento de 1980 estaban constituidos por material morrénico, no obstante, los resultados aquí expuestos establecen que de ser tal la configuración del lecho del glaciar, éste no se habría desprendido de su base.

La discrepancia anterior sugiere que para futuros estudios es necesario llevar a cabo una estimación certera de la extensión de la morrena de fondo bajo el glaciar, ya sea mediante observaciones en terreno, sondajes en hielo (Geoestudios, 2012) o métodos geofísicos tales como la aplicación de radar de penetración (GPR, *ground penetrating radar* por sus siglas en inglés) o métodos de Transiente Electromagnético, TEM. Kilgore (2013) da cuenta de una estimación centimétrica para el espesor de la morrena de fondo en el lecho del glaciar Exit, Alaska, al tiempo que otorga valores entre 10 y 18 m para el espesor del glaciar. Brand *et al.* (1987) estiman por medio del uso de mediciones de resistividad eléctrica en pozos, espesores entre 0,4 y 0,7 m para una capa de till bajo el Storglaciären en Suecia, de espesor variable entre 120 y 140 m en el área estudiada.

Otros antecedentes de estimación de espesor y ubicación de la morrena de fondo se encuentran en los trabajos de Blankenship *et al.* (1987) y Engelhardt *et al.* (1990), los cuales estiman 8 m y 3,4 m, respectivamente, mediante el uso de exploración sísmica y sondaje en cada caso. Dichas exploraciones tuvieron lugar en el hielo continental de la costa Siple en Antártica Occidental (Ice Stream B), cuyo espesor de hielo se estima del orden de 1000 m (Blankenship *et al.*, 1987).

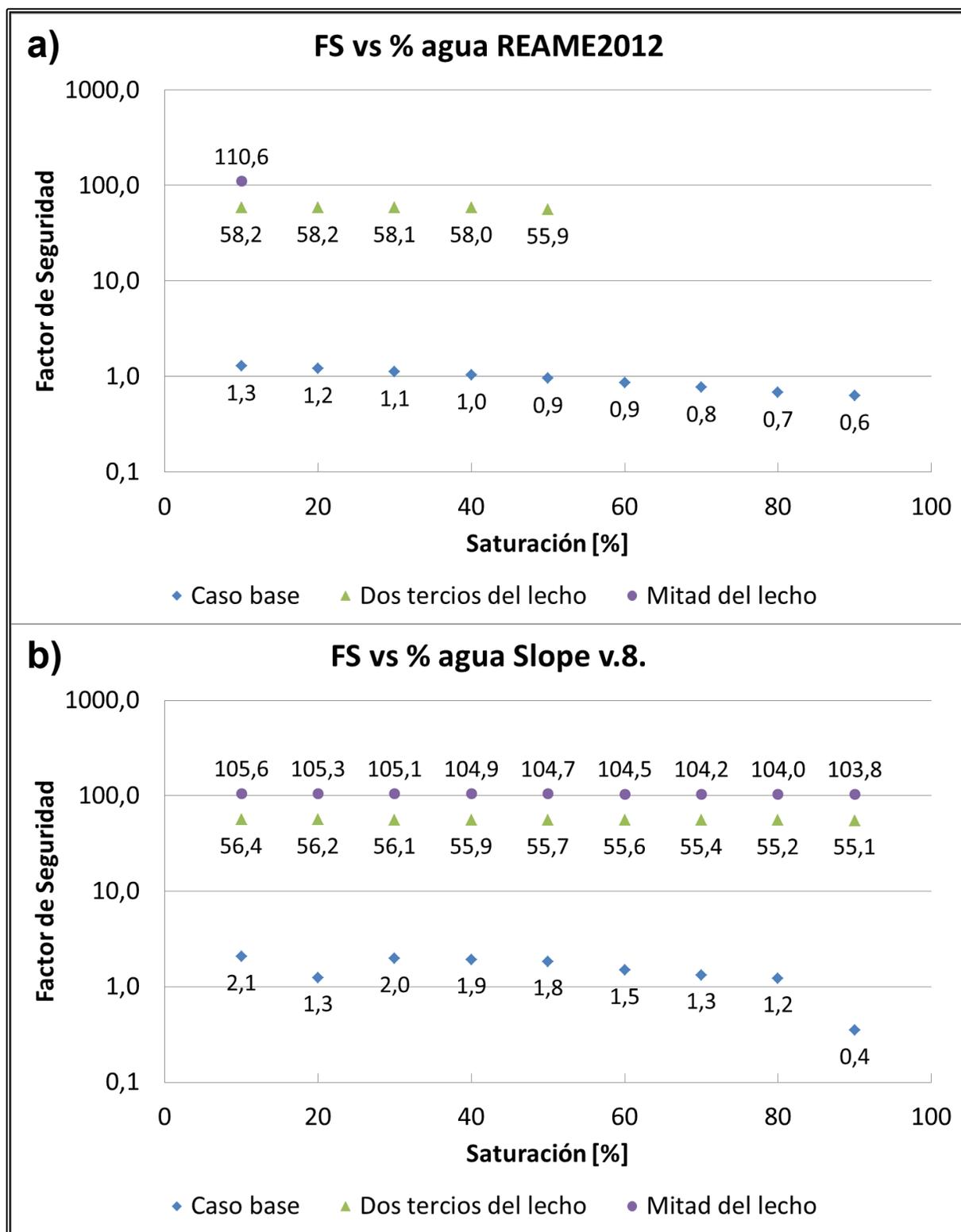


Figura 4.1.3.2-A. Variación de los Factores de Seguridad en función del porcentaje de agua en el modelo del deslizamiento del glaciar Aparejo bajo distintas extensiones de la morrena de fondo en el lecho del glaciar. Caso base considera un largo aproximado de cuatro quintos del lecho del glaciar. a) Modelo de REAME2012. b) Modelo de Slope v.8.

4.2. LÍMITES Y ALCANCES DEL MODELO DE ESTABILIDAD

De acuerdo a la definición del factor de seguridad, un valor mínimo aceptable para que la masa analizada sea considerada “segura” es 1,0 (Burr y Cheatham, 1995), sin embargo, cuando se trata de condiciones que involucren un riesgo asociado, como es el caso modelado, un valor típicamente escogido para FS es 2,0, mientras que 1,3 se acepta como límite inferior en el caso de que hayan pocas incertidumbres respecto a las variables involucradas (Duncan y Wright, 2005). En virtud de que el caso de estudio se sostiene en la modelación digital del glaciar a partir de información recopilada en terreno (profundidad y topografía), se estima dicha parte del modelo confeccionado sustenta las incertidumbres asociadas a las propiedades geotécnicas de cada capa considerada en el glaciar, permitiendo asumir el valor de 1,3 como límite aceptable de FS.

A raíz de lo anterior, valores inferiores a 1,3 y, con mayor motivo, aquellos inferiores a 1,0 son considerados valores críticos cuando se realiza un análisis de estabilidad, de modo que los factores presentados en la tabla 3.5.1-A apuntan a un escenario de deslizamiento catastrófico, como fue clasificado por Marangunic (1997), para el escenario con un porcentaje de agua igual o superior a 80% en ambos modelos. Por el contrario, de los valores indicados en la tabla 3.5.2-A, correspondiente al modelo del glaciar Aparejo en sus condiciones actuales, solo el caso dinámico modelado en REAME2012 apunta a una posible condición de inestabilidad del glaciar, con valores de FS menores o iguales a 1,3.

4.2.1. Comparación entre los programas empleados

Como se aprecia en la tabla 3.5.1-A, existen diferencias sustanciales entre los valores de FS obtenidos provenientes de REAME2012 con respecto a aquellos de Slope v.8. Un simple análisis de dichas discrepancias apunta a que a partir de un determinado porcentaje de agua, 50% en este caso, la diferencia entre los resultados decrece progresivamente. Para expresar de manera gráfica lo anterior se presenta la figura 4.2.1-A, cuyos datos de entrada se indican en la tabla 4.2.1-A.

Tabla 4.2.1-A. Diferencia porcentual entre los FS provenientes de ambos programas computacionales empleados para el modelo de estabilidad mecánica del glaciar Aparejo. El cálculo se efectúa con respecto a los resultados de REAME2012.

Porcentaje de agua [%]	REAME2012	SLOPEv.8	Diferencia porcentual [%]
90	0,6	0,4	44
80	0,7	1,2	83
70	0,8	1,3	74
60	0,9	1,5	74
50	0,9	1,8	95
40	1,0	1,9	87
30	1,1	2,0	78
20	1,2	1,3	4
10	1,3	2,1	63
5	1,3	3,0	130

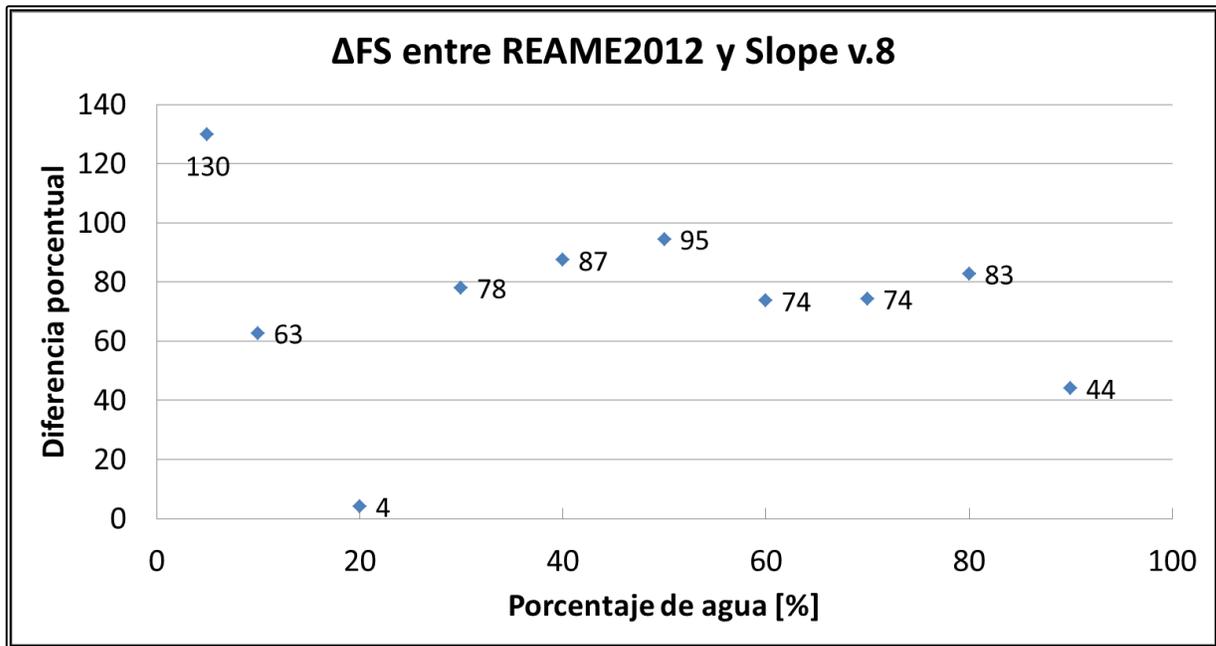


Figura 4.2.1-A. Distribución espacial de la diferencia porcentual (Δ FS) entre los resultados provenientes de REAME2012 y Slope v.8.

El hecho de que una vez alcanzado el 80% de saturación en el modelo ambos programas apunten al deslizamiento del glaciar ($FS < 1,3$), permite establecer que, si bien los programas otorgan valores distintos para los casos estables, sí responden al escenario crítico modelado.

Por otro lado, la dispersión de los factores de seguridad (qué tanto distan los valores de la media de los FS obtenidos) en los tres análisis efectuados (deslizamiento del glaciar Aparejo y estabilidad del glaciar actual, casos estático y dinámico) da cuenta de que a mayor valor de FS, más similar es el comportamiento de los resultados provenientes de ambos softwares empleados. En la figura 4.2.1-B se aprecia que el mejor ajuste de los datos ($R^2 = 0,95$) se alcanza cuando se comparan los resultados del análisis de estabilidad del glaciar Aparejo en sus condiciones actuales, considerando el caso estático, análisis donde se obtienen los valores más altos de FS.

Los valores de la tabla 3.5.2 (resultados del análisis del glaciar en sus condiciones actuales) también evidencian las discrepancias existentes entre un programa computacional y otro. A modo general, los factores de seguridad de Slope v.8 duplican los valores de REAME2012, permitiendo suponer que uno de los modelos incurre en un error sistemático, en virtud de que la base de cálculo empleada es la misma (igual método de análisis para una idéntica geometría ingresada).

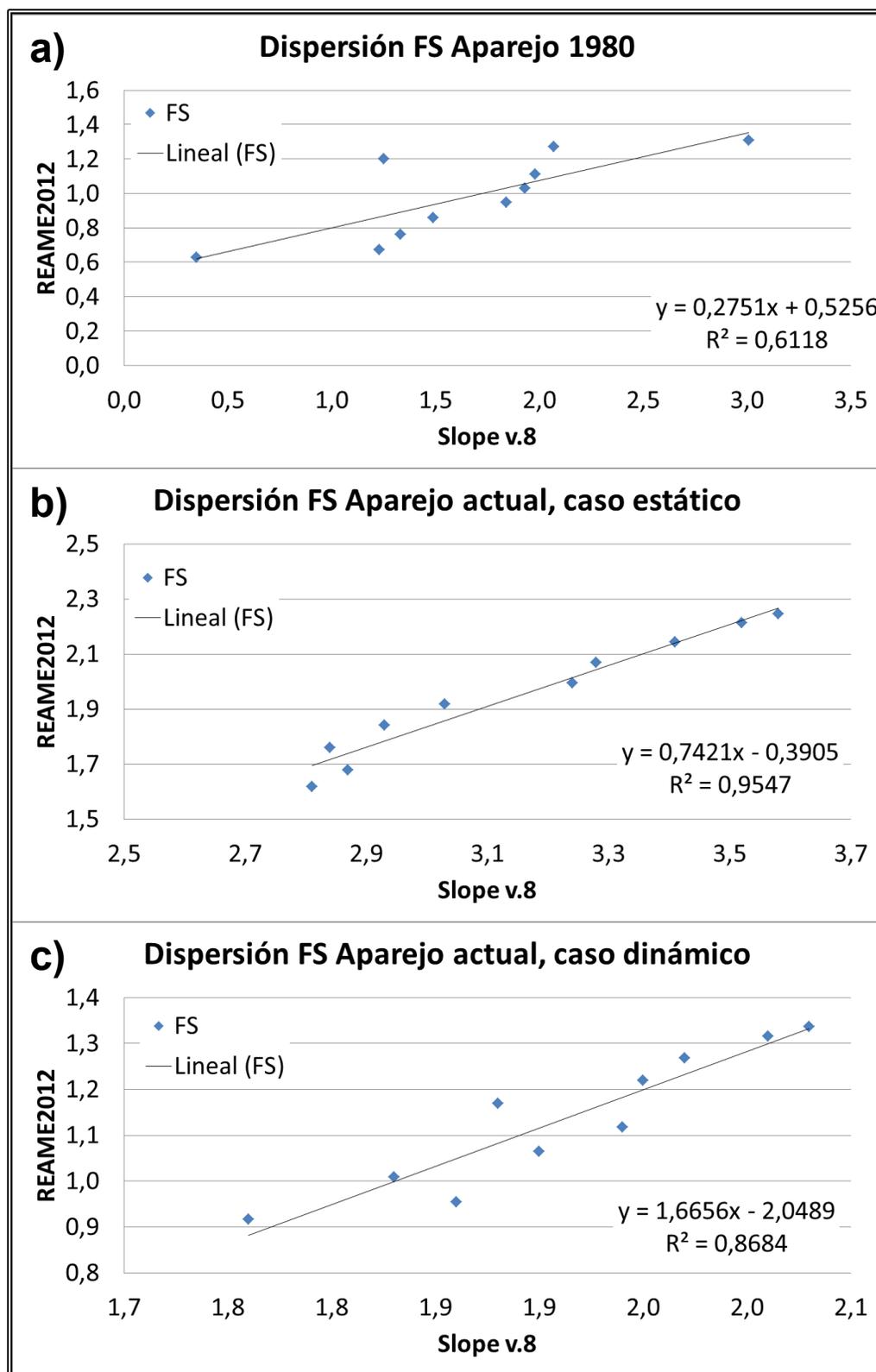


Figura 4.2.1-B. Dispersión de los factores de seguridad obtenidos en el modelo del glaciar Aparejo. a) Modelo deslizamiento (Aparejo 1980). b) Glaciar Aparejo actual, caso estático. c) Glaciar Aparejo actual, caso dinámico. Datos de entrada en tablas 3.5.1-A y 3.5.2-A.

El comportamiento de ambos softwares al momento de incorporar la aceleración sísmica al análisis es similar, en vista del evidente descenso de FS al pasar de un análisis en condiciones estáticas a un caso dinámico, no obstante, como lo indica la figura 4.2.1-C, dicha diferencia aumenta en el caso de REAME2012 al evaluar condiciones críticas (mayor porcentaje de agua en el glaciar), al contrario de lo que ocurre en Slope v.8.

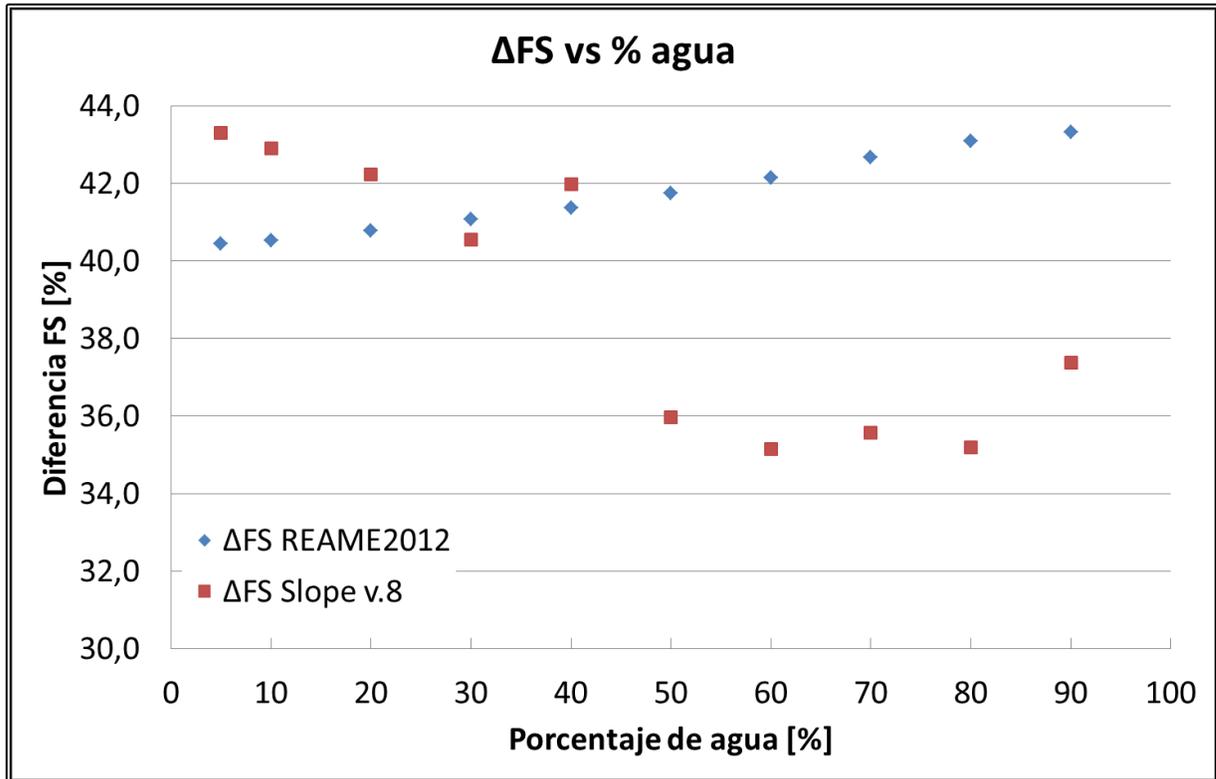


Figura 4.2.1-C. Variación de las diferencias porcentuales (Δ FS) al pasar de un escenario estático a un caso dinámico en el modelo de estabilidad del glaciar Aparejo actual.

Pese a las diferencias existentes en los valores de FS obtenidos en los tres análisis de estabilidad efectuados, es claro que ambos softwares responden a las condiciones recreadas, tanto en el caso inestable (deslizamiento del glaciar) y el caso del glaciar Aparejo en la actualidad.

4.2.2. Comparación con otros análisis

El estudio de la remoción de masas de hielo, ya sea en forma de avalanchas o deslizamientos, se remonta a fines del siglo XIX (Heim, 1896). La mayoría de los casos reportados se concentra en regiones montañosas del hemisferio norte como el caso de los Alpes Suizos (Huggel *et al.*, 2004b), casos en el Cáucaso (Evans *et al.*, 2009b) y en el Himalaya (van der Woerd *et al.*, 2004).

A raíz de lo anterior, se han hecho diversos modelos que intentan recrear e incluso predecir la ocurrencia de un evento catastrófico de remoción de hielo (Pralong y Funk, 2006; Faillettaz *et al.*, 2012). El elemento común que poseen dichos trabajos es la confección de un modelo de análisis numérico, cuyas ecuaciones en las cuales se basa la simulación permiten varias directamente las

condiciones recreadas, sin el uso de un programa computacional de por medio, como es el caso del presente estudio.

Pralong y Funk (2006) efectúan una clasificación de glaciares susceptibles a producir avalanchas de hielo en los Alpes en base al tipo de fractura, a la geometría de la base y al balance de masa del glaciar al momento de la ruptura. Incorporan observaciones en terreno y modelación numérica de la formación de grietas a fin de analizar la recurrencia y los procesos ligados a las fracturas que derivan en remociones de hielo, al tiempo que evalúan un método para predecir el tiempo de ruptura en el glaciar.

El análisis de Faillettaz *et al.* (2012), basado en el modelamiento numérico del glaciar Allalin (Valais, Suiza) a partir de una partición del modelo de elevación digital del glaciar en bloques de 50 m por 50 m, toma en consideración las propiedades termales ligadas al contacto de la base del glaciar con el sustrato. El factor principal para las inestabilidades determinadas corresponde al flujo de agua en el lecho del glaciar en forma de una red de drenaje subglacial junto a su distribución. Otro factor importante es la geometría de la lengua del glaciar modelado, la cual, acorde a lo que estipulan los autores del trabajo en cuestión, influye en la estabilidad en función de la pendiente bajo el frente (a mayor pendiente del lecho, más inestable el glaciar).

La principal diferencia entre los modelos descritos y aquel del glaciar Aparejo es la confección de un modelo multicapas que incorpora las respectivas propiedades geotécnicas (cohesión, ángulo de fricción interna y peso específico) de cada nivel en el glaciar, incluyendo su base y techo, el cual es sometido después a un análisis de equilibrio límite en dos dimensiones. Dicha característica proviene del hecho de que la metodología de análisis es similar a la aplicada en la estabilidad de taludes rocosos con la salvedad de que la fractura recreada no es circular, de modo que se considera qué tipo de material se modela junto a la geometría de cada capa.

Al mismo tiempo, el modelo del glaciar Aparejo permite analizar un escenario dinámico en el cual se toma en cuenta un sismo de diseño aplicado al glaciar. Las prestaciones de los softwares empleados otorgan la oportunidad de efectuar una simulación con más de un coeficiente de aceleración sísmica (caso de REAME2012) o bien variando de manera centesimal la aceleración, en el caso de Slope v.8.

El rol del agua en la estabilidad del glaciar, como es discutido más adelante, es fundamental y es el elemento común con los modelos mencionados.

4.2.3. Elementos a incorporar

Si bien el modelo del glaciar Aparejo incluye una amplia gama de variables para su análisis de estabilidad, existen ciertos factores que no se toman en consideración y han de incorporarse en futuros estudios.

En los Andes Chilenos hay más de 100 volcanes de edad Pleistoceno-Holoceno (Stern *et al.*, 2007), potencialmente activos, al tiempo que se cuenta con cerca de 24.000 glaciares y glaciaretos inventariados (DGA, 2014) en el territorio nacional. La presencia de ambas geoformas y su consecuente interacción hace necesario que al momento de evaluar el peligro asociado a la inestabilidad de un glaciar emplazado en un entorno volcánico, se incorpore el efecto de la interacción glacio-volcánica. Consecuencias de lo anterior van desde el aumento del drenaje

subglacial (Björnsson, 1998), cambios en la topografía superficial del glaciar (Guðmundsson *et al.*, 1997) y el aumento de fusión a raíz de la depositación de ceniza en la superficie del hielo (Wilson y Head, 2002).

Dadas las características del modelo aquí realizado, una manera de simular los cambios en el glaciar a raíz de la transferencia de calor proveniente de un edificio volcánico, solo para efectos del análisis de estabilidad, es mediante la delimitación de un nivel inferior en la columna de hielo, cuyas propiedades geotécnicas sean inferiores con respecto a las del hielo en la sección superior. Otro modo es generar dos perfiles longitudinales, antes y después de la acción del volcanismo, donde se incorpore la variación de espesor en el glaciar (Tuffen, 2011).

Otro factor importante a considerar es la influencia en la estabilidad del glaciar producto de cargas antrópicas. En el caso del rubro minero, la existencia de botaderos y pilas de lixiviación sobre glaciares rocosos influye principalmente en el aumento de la velocidad de flujo del glaciar y en su geometría (Geoestudios, 2012). Con tal de modelar las cargas antrópicas, se ha de añadir una capa superficial modelada como un nivel de detrito con un alto peso específico, baja cohesión y alta fricción interna (González de Vallejo, 2002). La acción de la carga del detrito sobre el glaciar ha sido propuesta como factor decisor de eventos catastróficos como lo fue la remoción del glaciar Kolka, Cordillera del Cáucaso, Rusia (Evans *et al.*, 2009b), pese a que en este último no hubo influencia antrópica. Un caso a destacar corresponde aquel del sector del glaciar Davidova (Kyrgyzstan), en el cual la intervención por parte de la mina de oro *Kumtor Gold Co.*, en forma de botaderos en la superficie del glaciar y remoción parcial del frente, derivó en un fenómeno *surge* (avances rápidos de un glaciar, de hasta 100 veces su velocidad normal), con severas consecuencias ambientales (Aizen *et al.*, 2006; Kronenberg, 2013). Intervenciones más drásticas, como lo es la remoción de hielo del frente de un glaciar también se ha de incorporar en forma de cambios en la geometría al momento de modelar el cuerpo de hielo intervenido.

4.3. ESTIMACIÓN DE PELIGRO

El concepto de *peligro geológico* responde a todo fenómeno geológico que representa una amenaza potencial para las personas o la propiedad en una determinada área y dentro de un período dado, mientras que *riesgo geológico* refiere a la probabilidad de que ocurran pérdidas de vida, propiedades, etc., dentro de un área amenazada por uno o más peligros geológicos (ONU, 1997).

Bajo la definición presentada, pareciera que en principio el deslizamiento del glaciar Aparejo en 1980 no constituye ni peligro ni riesgo geológico alguno, dado lo remoto de su ubicación (figura 1.2-A). Sin embargo, el hecho de que al momento de la remoción del glaciar hubiera 5 personas en el área afectada (Marangunic, 1980; Peña, 1980) constituye de manera inmediata el fenómeno como un peligro y un riesgo geológico.

A fin de estimar si el deslizamiento de un glaciar constituye o no un peligro geológico, lo primero es evaluar si efectivamente el fenómeno representa una amenaza para las personas o la propiedad, como lo establece su definición. Para ello se ha de considerar su ubicación, entorno y si en el corto o mediano plazo el glaciar en cuestión podría removerse de su lecho. Antecedentes históricos del evento han de ser tomados en cuenta también. En lo que sigue se da cuenta de eventos similares a los ocurridos en la cuenca del Estero Aparejo, los cuales constituyen a la

fecha un peligro ante deslizamiento de glaciares.

El caso más cercano al glaciar estudiado corresponde a la avalancha de hielo del glaciar del flanco sur del volcán Tinguiririca, donde un glaciar de 0,46 km² de superficie se desprendió de su base movilizándolo un volumen estimado entre 10 y 14 millones de m³ de hielo y detritos a lo largo de 8,2 km valle abajo (Schneider *et al.*, 2011; Iribarren y Bodin, 2010). Si bien se tiene constancia de la existencia de una avalancha de hielo ocurrida en 1994, no existe información publicada acerca de dicho evento, pese a que ocurrió pocos meses después de la última erupción presenciada de dicho volcán en enero de 1994 (Iribarren *et al.*, 2014).

Otro caso importante es la desestabilización y colapso de un pequeño glaciar de rocas a los pies del Cerro Las Tórtolas en la primavera de 2006, ubicado en la IV región de Coquimbo (Iribarren y Bodin, 2010). Con un volumen estimado de 0,03 km³, el colapso del glaciar generó un flujo de detritos que viajó 3 km pendiente abajo, cuyo depósito cubrió un área cercana a 0,12 km². Las causas de su remoción se mantienen inciertas a la fecha (Iribarren *et al.* 2014).

Un caso catastrófico muy estudiado ligado a la ocurrencia de avalanchas de hielo en el glaciar Soler, Campo de Hielo Patagónico Norte, región de Aysén, ocurrió en marzo de 1989, en el cual un fenómeno GLOF (glacial lake outburst flood por sus siglas en inglés) o bien, drenaje natural de lago glacial, habría sido gatillado por una remoción de hielo proveniente del glaciar (Iribarren *et al.*, 2014). Otro evento a mencionar, ocurrido en la vertiente argentina, data del mes de mayo de 2005 y refiere al deslizamiento parcial de un glaciar de rocas en el valle Mondaca, provincia de San Juan, el cual habría represado el río Santa Cruz, nacimiento del río San Juan, produciendo el eventual desborde del lago ahí generado (Marangunic, 2016, comunicación personal). El evento catastrófico dejó tras de sí severos daños a las propiedades y obligó a la evacuación de más de 60 personas (Perucca y Esper, 2009).

Todos los casos descritos han de constituir un peligro geológico. En el caso del evento en volcán Tinguiririca, si bien no hubo víctimas reportadas por parte de ambos eventos, la recurrencia del desprendimiento en el mismo glaciar en un período de 12 a 13 años lo constituye un peligro. El colapso del glaciar de rocas en el Cerro Las Tórtolas es considerado un peligro por las mismas razones que el caso del glaciar Aparejo, es frecuentado por personas a raíz de la práctica de andinismo, pese a lo aislado que se encuentra el área.

Con la aplicación del modelo elaborado en este estudio, se puede estimar de manera sencilla si un glaciar analizado constituye o no un peligro ante la posibilidad de que ocurra un desprendimiento. A partir de la información disponible a la fecha de la geometría y variaciones de los glaciares blancos y de rocas en Chile central (DGA, 2011a, 2011b) es posible confeccionar trazas de deslizamiento y elaborar perfiles longitudinales en base a las mismas asunciones del caso aquí estudiado, para luego someter el glaciar a un análisis de estabilidad y determinar su posible comportamiento ante variaciones en las condiciones de agua, características del lecho, extensión de éste, etc. De obtener un Factor de Estabilidad crítico (valor inferior a 1,3), el glaciar pasa a considerarse como un peligro potencial en la medida que su remoción pueda afectar a terceros, para lo cual debe complementarse el análisis con estudios de la geomorfología y geografía local.

El hecho de que un nuevo glaciar esté ocupando la misma cuenca que el glaciar Aparejo original, aunque con menores dimensiones, también conforma un peligro ante la posibilidad de que se repita el evento de 1980. De manera general, la posibilidad de que un glaciar deslizado se

regenera y se vuelve a remover de su lecho, hace necesario esclarecer los procesos que llevan a la reformación de un glaciar tras su remoción.

4.4. LA REGENERACIÓN DEL GLACIAR

4.4.1. Hallazgo y características del glaciar actual

El jueves 28 de mayo de 2015 se realiza la primera campaña de terreno en la cuenca del estero Aparejo. El objetivo consistía en recolectar muestras de la antigua morrena de fondo del glaciar Aparejo junto a muestras del depósito del deslizamiento de 1980, a fin de efectuar análisis de granulometría y poder incorporar los resultados como parte de la estimación de las propiedades geotécnicas de las capas basales en el modelo de estabilidad del glaciar, punto que no se llevó a cabo en vista de los resultados obtenidos (apartado 3.3).

Los antecedentes de la remoción del glaciar apuntaban a que la cubeta del glaciar se encontraría desocupada (figuras 3.4.1-A, 3.4.1-B y 3.4.1-C), no obstante, al ascender por el valle del estero, el cual se encontraba congelado a la fecha, se encontraron afloramientos de hielo en ambos flancos del cauce y arriba de éste (figura 4.4.1-A a y b).

En la medida que se avanzó valle arriba, hacia la cabecera del glaciar, fue posible apreciar estructuras glaciales e irregularidades en la superficie del hielo, tales como pequeños canales, montículos de hielo, grietas y mesas glaciales (figuras 4.4.1-B y 4.4.1-C). Dichas evidencias fueron suficientes para decidir realizar un levantamiento con radar para hielo en el glaciar en la segunda campaña de terreno, cuyos resultados fueron expuestos en el capítulo 3.

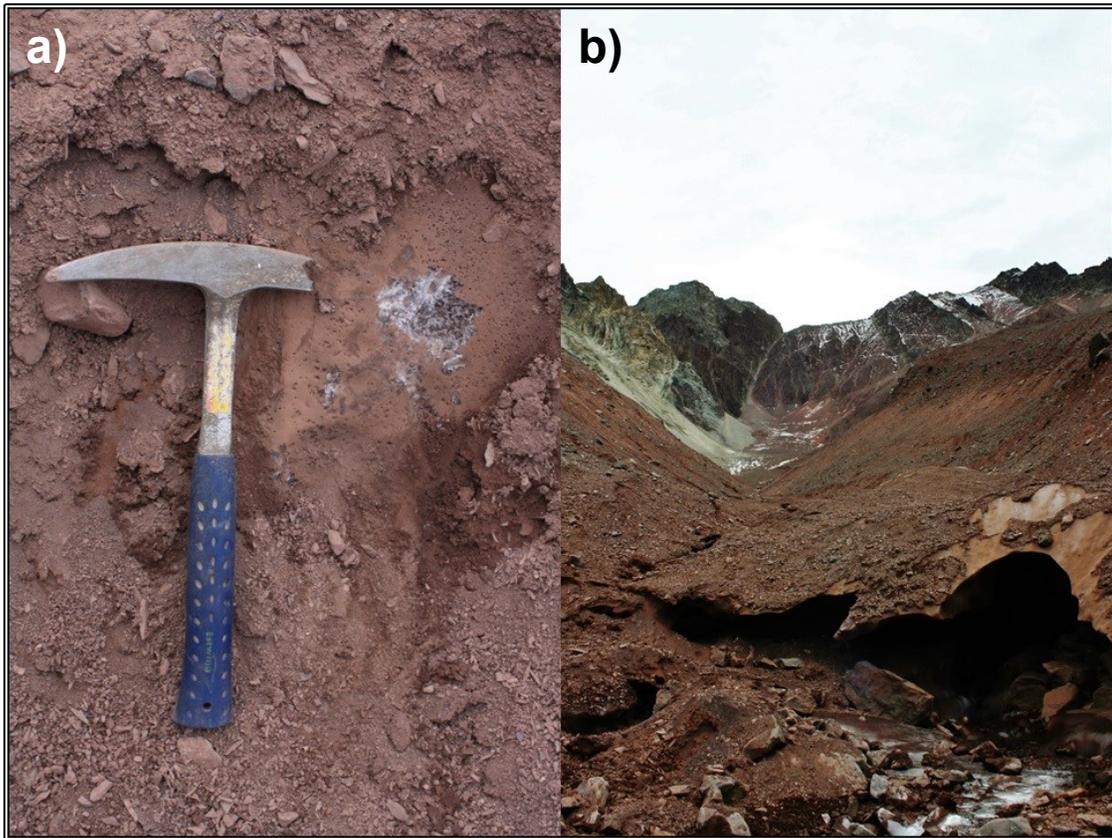


Figura 4.4.1-A. a) Afloramiento de hielo en el borde oriental del Estero Aparejo. b) Hielo en el frente del glaciar Aparejo actual, vista al noroeste.

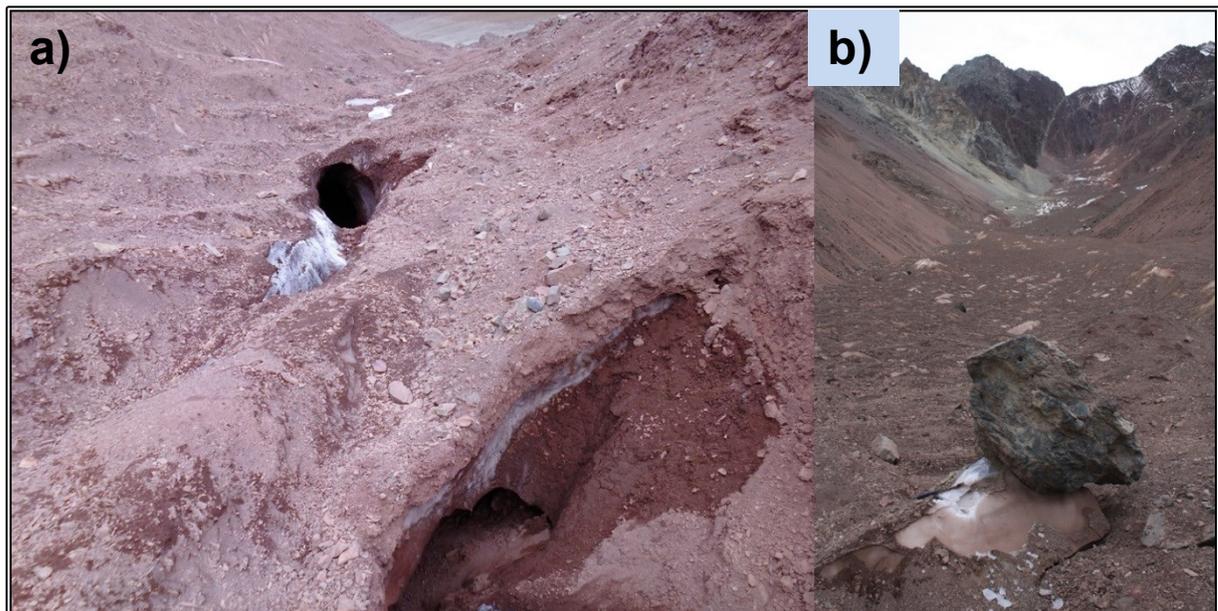


Figura 4.4.1-B. Estructuras presentes en el frente del glaciar Aparejo. a) Ductos en la superficie y en la base del hielo (vista hacia el sureste). b) Mesa glacial en el frente del glaciar. Vista al noroeste.

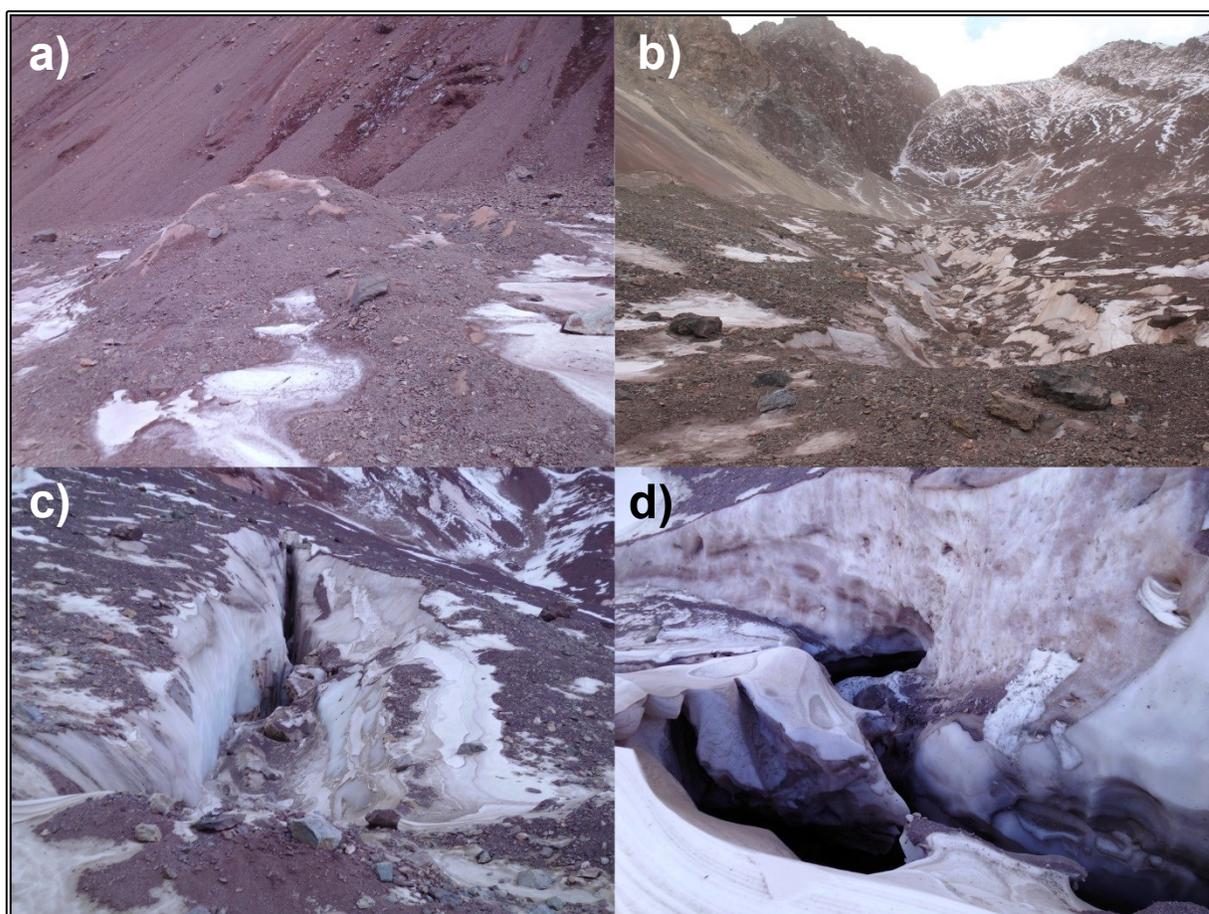


Figura 4.4.1-C. Estructuras presentes hacia la cabecera del glaciar Aparejo. a) Montículo de hielo exponiendo parte del glaciar bajo la tenue cubierta de detritos (espesor de 10 cm). b) Canal longitudinal en la superficie del glaciar. c) Grieta transversal, espesor de 0,5 m. d) Grieta transversal cercana a la cabecera, ancho de 1 m, profundidad desconocida, que corresponde al punto de máxima profundidad medido por el radar para hielo (40,2 m).

Las dimensiones del glaciar Aparejo hoy, como fueran estimadas a partir de las mediciones en terreno son indicadas en la tabla 4.4.1-A. Su pendiente superficial es de 21° , estimada a partir del perfil longitudinal de la figura 3.4.3.2-B.

Tabla 4.4.1-A. Dimensiones del glaciar Aparejo en la actualidad.

Largo [km]	Área [km ²]	Volumen [Mm ³]	Desnivel [m]
1,13	0,12	1,41	485

Las características areales del glaciar actual son bastante similares a aquellas del glaciar antes de su deslizamiento, de 1,2 km y 0,15 km² (Peña, 1980). No obstante, el volumen estimado es levemente superior al volumen remanente tras el evento de 1980, correspondiente a 1,05 millones de m³ (Marangunic, 1997), lo cual indica que el glaciar habría ganado 0,36 millones de m³ en los últimos 35 años, equivalente a un balance de masa positivo de 90 mm eq.a. a⁻¹, considerando el área actual del glaciar.

4.4.2. Factores para la regeneración

Peña (1980) da cuenta de las condiciones propicias para la formación de glaciares como el glaciar Aparejo y el vecino glaciar “51”, los cuales se tratan de masas de hielo alargadas, con poca pendiente y en sitios de baja altura geográfica, generadas probablemente a partir de avalanchas provenientes de sendas con pendiente cercana o superior a 35° , emplazadas en cuencas con exposición sur y, por tanto, reducida radiación solar y bajas temperaturas.

Es razonable imaginar que la acumulación de nieve por precipitación y avalanchas de nieve de las empinadas laderas del cajón del Aparejo puede haber llenado rápidamente la cuenca del glaciar de manera parcial, con una transformación de la nieve a neviza y hielo en el período de un par de décadas (Cuffey y Paterson, 2010). Lo cual es probable, en virtud de que durante las décadas de 1980 y 1990 ocurrieron años especialmente húmedos relacionados con una mayor frecuencia de eventos El Niño, ligados a una fase positiva de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Quintana y Aceituno, 2011).

Empleando un modelo de acumulación invernal utilizado para la cuenca del glaciar Echaurren (CECs, 2009), es posible estimar la acumulación invernal equivalente en el período 1976–2001 en la cuenca del glaciar Aparejo, con una cota media de 3541 m s.n.m. (figura 4.4.2-A), empleando como datos de entrada las precipitaciones medias anuales de las estaciones de Quinta Normal, La Obra, El Yeso Embalse y el balance de masa del glaciar Echaurren, emplazado 11 km al oeste del glaciar Aparejo. Extrapolando el mismo modelo al período 2000–2013, en conjunto con los datos de precipitación de la estación Laguna Negra (DGA, 2015b), se estima la acumulación invernal para dicho período en la cuenca del glaciar Aparejo (figura 4.4.2-B).

Los resultados anuales arrojan que en el período 1976-2001 la precipitación media invernal anual habría sido de 2.412 mm eq.a., mientras que en el período 2000-2013 correspondería a 2.241 mm eq.a.

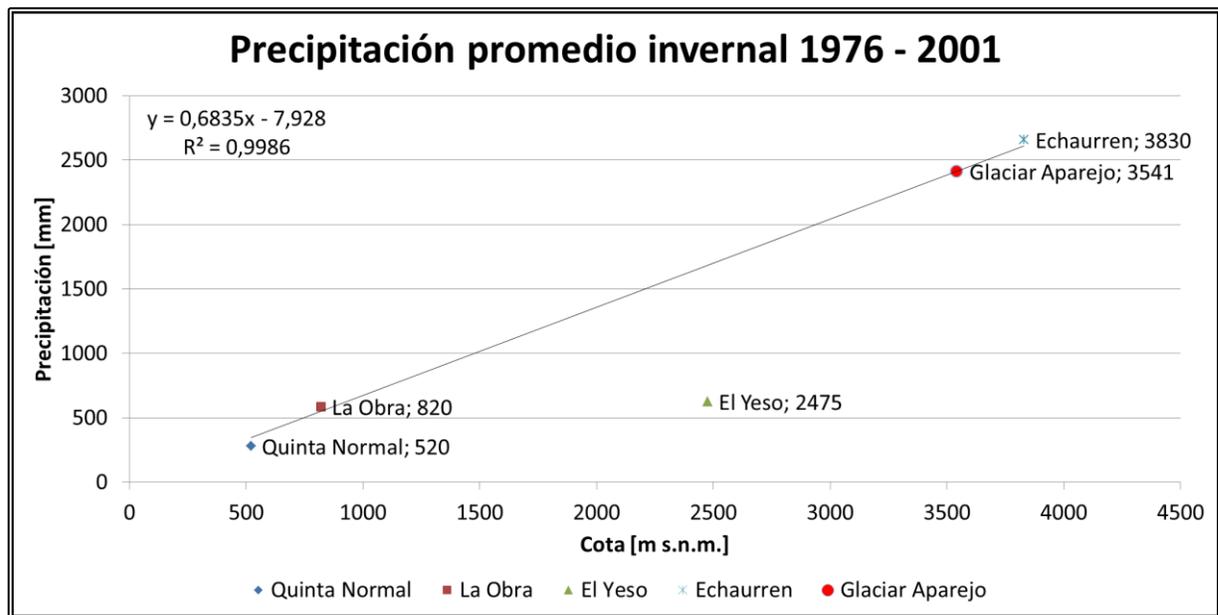


Figura 4.4.2-A. Precipitación promedio invernal del glaciar Aparejo en el período 1976-2001. La regresión lineal no considera la estación El Yeso.

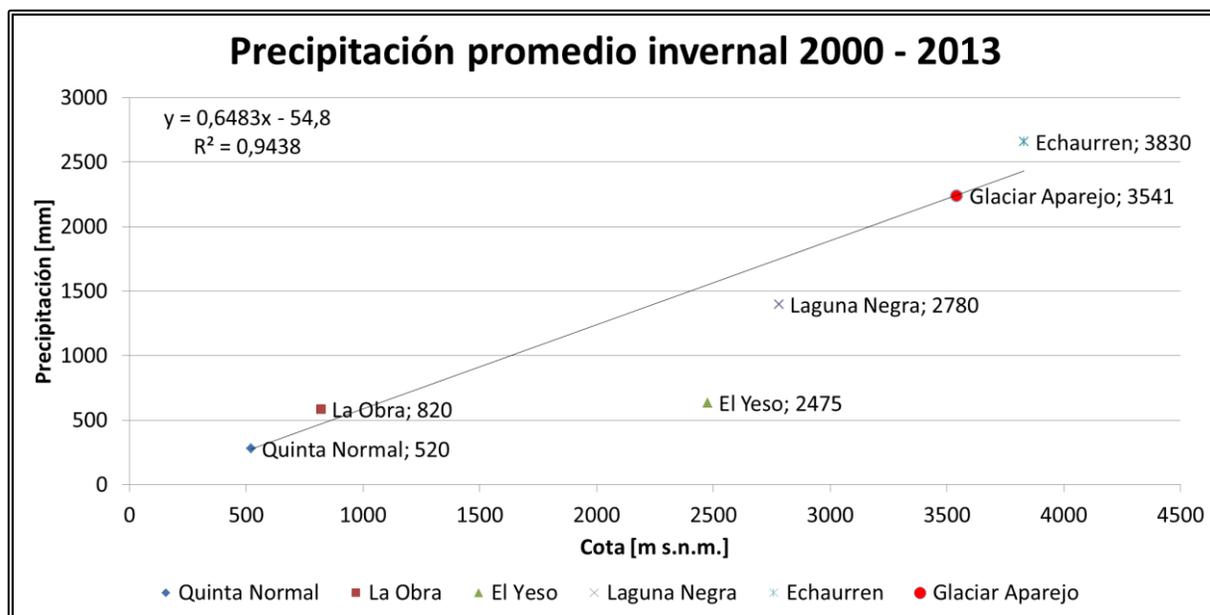


Figura 4.4.2-B. Precipitación promedio invernal del glaciar Aparejo en el período 2000-2013. El ajuste lineal no considera la estación El Yeso.

4.4.3. Estado actual del glaciar Aparejo

Si se compara el volumen obtenido mediante de los datos de radar e interpolación en el presente estudio, con aquel proveniente de la fórmula paramétrica calibrada por Geostudios al año 2015, tabla 3.1.4-A, la diferencia existente, equivalente a 73,6 % en volumen, sugiere que el glaciar Aparejo, de poseer un comportamiento similar a los glaciares cubiertos de la cuenca del río Maipo, en particular a aquellos a partir de los cuales se calibró la fórmula paramétrica, debería poseer una profundidad media alrededor del doble de su profundidad actual, como lo indica la tabla 3.1.4-A. De manera adicional, llama la atención el hecho de que los resultados provenientes de la fórmula paramétrica de Chen y Ohmura (1990), calibrada para glaciares de montaña en los Alpes, son más cercanos a los valores obtenidos por la interpolación aquí realizada.

Tendencias de incremento de la temperatura del aire (Falvey y Garreaud, 2009) han sido reportados en Chile central. Garreaud y Viale (2014) dan cuenta de un escenario negativo para glaciares blancos como el del área de estudio en los años venideros (2000-2040), a diferencia de lo observado en las décadas de 1980 y 1990, cuando ocurrieron años particularmente húmedos (Quintana y Aceituno, 2011).

En consecuencia, se puede concluir que el glaciar Aparejo está actualmente en desequilibrio con el clima actual, encontrándose en una etapa de crecimiento desde que ocurrió su deslizamiento hace 35 años. Sin embargo, si continúan las condiciones secas posteriores al año 2000 junto con una pérdida de masa ocasionada por el calentamiento regional y la disminución de las precipitaciones (Carrasco et al., 2005), se espera que el glaciar Aparejo comience a perder masa con una razón de área acumulación (AAR: Accumulation Area Ratio) que tienda a cero si prevalecen las condiciones secas actuales (Mernild *et al.*, 2015).

Complementando lo anterior, al considerar el registro histórico del balance de masa anual del glaciar Echaurren, para los años 1980-2015 (WGMS, 2016) junto a los 40 m estimados como espesor medio de dicho glaciar al año 2009 (DGA, 2009), es posible efectuar una comparación del comportamiento del glaciar Aparejo con el glaciar Echaurren en el mismo período contrastando las variaciones de espesor medio de hielo. A partir del año 2009, se suma el balance de masa como metros de hielo equivalentes en agua, mientras que en los años previos se resta el valor (figura 4.4.3-A).

Para el caso del glaciar Aparejo, se emplean tres valores de espesor medio estimados para los años 1980, 2000 y 2015 (tabla 4.4.3-A y figura 4.4.3-A).

Tabla 4.4.3-A. Espesores medios considerados para la evaluación del comportamiento del glaciar Aparejo en la figura 4.4.3-A.

Año	Espesor medio [m]
1980	21
2000	24
2015	12

El valor del año 2015 corresponde al resultado del presente estudio, mientras que aquel del año 2000 es calculado tomando en cuenta la diferencia de -12 m para la cota media del glaciar, obtenida en el apartado 3.1.5. *Topografía Superficial* entre los datos GNSS y los datos SRTM 2000. Asumiendo un período de 20 años de balance de masa anual positivo, entre el año 1980 y el año 2000, se estima un balance de masa de 0,15 metros equivalente en hielo por año ($m \text{ eq.h. a}^{-1}$), o bien, 0,14 m equivalente en agua, ($m \text{ eq.a. a}^{-1}$) resultado que se emplea para el cálculo del espesor medio del glaciar al año 1980, tomando en cuenta el 15% de hielo remanente tras el deslizamiento, con un volumen de $1,05 \text{ Mm}^3$ y un área equivalente de $0,05 \text{ km}^2$.

La variación de -12 m de altura de la superficie del glaciar para el período 2000-2015 permite estimar un balance de masa anual negativo en dicho período correspondiente a $-0,7 \text{ m eq.a. a}^{-1}$. El balance aquí expuesto no considera la resolución del modelo de elevación digital proveniente de los datos SRTM para zonas montañosas, cuyo valor es de 10 m (Farr *et al.*, 2007), sin embargo, el valor obtenido, equivalente a un balance negativo de $-0,8 \text{ m eq.h. a}^{-1}$ se ajusta al balance del glaciar Echaurren para el período 2000-2013, de $-0,5 \text{ m eq.h a}^{-1}$ (WGMS, 2016).

En la figura 4.4.3-A es posible apreciar dos tendencias lineales en la curva del espesor medio de hielo anual estimado en el glaciar Echaurren, las cuales tendrían un punto de inflexión en el año 1995, año a partir del cual el glaciar habría empezado a perder masa de manera constante, lo cual queda de manifiesto al comparar los 46 m de espesor medio estimado a 1995 con 32,5 m para el año 2013. Ello sugiere que el glaciar Aparejo se habría encontrado en una etapa de crecimiento durante los primeros 15 años una vez ocurrido el deslizamiento, en contraste con los 20 años aquí considerados para el cálculo del balance de masa positivo del glaciar antes expuesto. No obstante, se requieren más estudios para ratificar lo anterior.

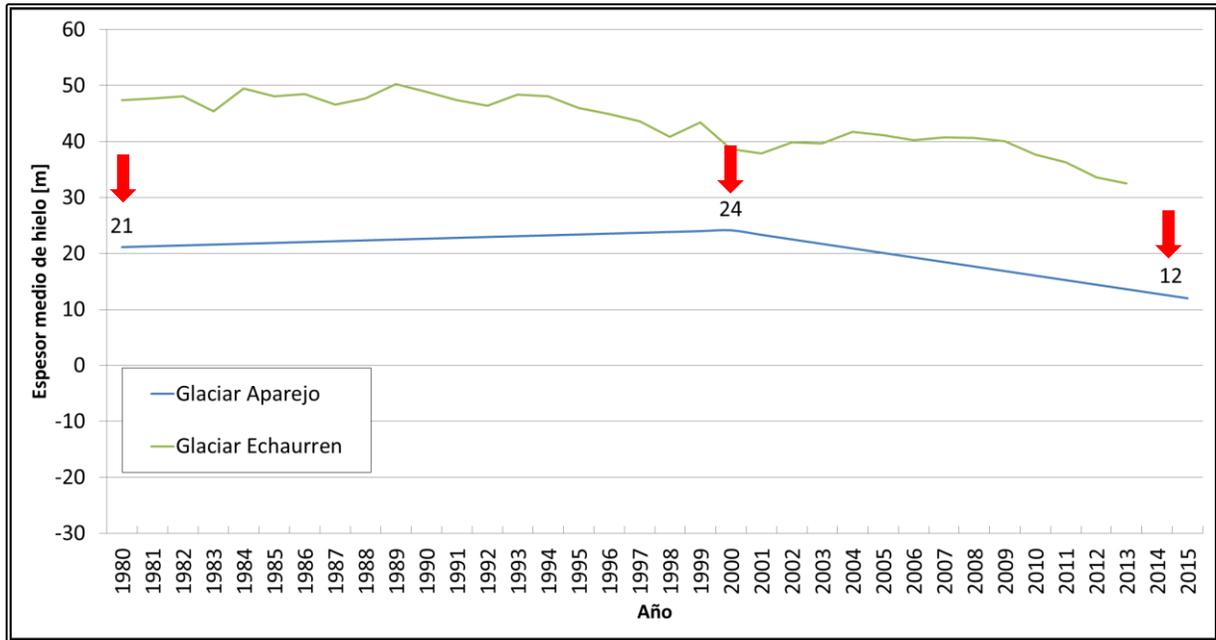


Figura 4.4.3-A. Comparación del comportamiento del espesor medio de hielo entre el glaciar Echaurren y el glaciar Aparejo para el período 1980-2015. Flechas en rojo indican los espesores medios de hielo empleados para el glaciar Aparejo, correspondientes a los años 1980, 2000 y 2015.

Respecto a la estabilidad del glaciar Aparejo en sus condiciones actuales, los resultados de la aplicación del modelo confeccionado para el deslizamiento del glaciar apuntan a que el glaciar es estable, excepto en el caso dinámico simulado con sismo de diseño por REAME2012 (tabla 3.5.2-A), por lo cual se debería mantener un monitoreo del glaciar ante posibles variaciones del nivel de agua y sus consecuencias en la estabilidad mecánica del mismo.

5. CONCLUSIONES

A continuación se presentan las principales conclusiones del estudio realizado.

- Los modelos de estabilidad mecánica simulados mediante los programas REAME2012 y Slope v.8 consideran para el glaciar Aparejo una serie de parámetros que lo diferencian de análisis de estabilidad similares como los trabajos de Pralong y Funk (2006) y Faillettaz *et al.* (2012). Ellos son la incorporación de propiedades geotécnicas (cohesión, ángulo de fricción y peso específico) por cada capa modelada, la simulación de un caso dinámico que incorpora un coeficiente de aceleración sísmica equivalente a un sismo de magnitud M 7,0 o superior y la capacidad de variar la altura del nivel de agua con respecto a la base del glaciar, simulando así el porcentaje de saturación en la masa de hielo y su efecto en la estabilidad del cuerpo modelado.
- El análisis del glaciar Aparejo recrea mediante los modelos REAME2012 y Slope v.8 el evento catastrófico de 1980 al otorgar valores críticos del Factor de Seguridad (inferiores a 1,3) para un porcentaje de agua equivalente a 80% o superior en el glaciar. La aplicación de dicho análisis al glaciar Aparejo en sus condiciones actuales indica que éste es estable independiente del porcentaje de agua considerado, salvo por el caso dinámico modelado en REAME2012, el cual, si bien puede corresponder a una subestimación de los parámetros incorporados, en particular aquellos de la morrena de fondo modelada bajo el glaciar, sugiere mantener un monitoreo del glaciar dados sus antecedentes históricos. Para futuros estudios se recomienda incorporar una tercera alternativa de software de análisis multicapas, la cual puede corresponder al programa computacional Slide (Rocscience Inc.) o bien Slope/W 2012 (Geo-Slope International Ltd.).
- Si bien es cierto que la variación de parámetros tales como las propiedades geotécnicas de la morrena de fondo, la extensión de la misma bajo el lecho del glaciar y el sismo asociado al análisis de estabilidad pueden ser relevantes, los resultados indican que el factor más influyente en el comportamiento del glaciar, al momento de evaluar su estabilidad, es la altura del nivel de agua simulado.
- Los resultados del levantamiento con radar para hielo y GPS geodésico en el glaciar Aparejo, junto a su consecuente procesamiento y modelación espacial, permiten estimar un balance de masa promedio positivo equivalente a $0,1 \text{ m eq.a. a}^{-1}$ para el período 1980-2000, y posteriormente un balance de masa negativo equivalente a $-0,7 \text{ m eq.a. a}^{-1}$ para el período 2000-2015. La estimación de volumen y el contraste entre los modelos de espesor aplicados sugiere que el glaciar continuará sufriendo pérdida de masa si continúa el periodo seco y cálido experimentado desde el año 2000.
- El análisis isotópico en el área de estudio da cuenta de dos grupos con firma isotópica similar entre sí, correspondientes a las muestra de hielo del glaciar y a aquellas provenientes del estero homónimo. Además, se pone de manifiesto el empobrecimiento en isótopos pesados de H y O al disminuir la altitud en la que se recolectó la muestra. Por otro lado, la cantidad y la granulometría de las muestras de morrena y de depósito del deslizamiento indica que se requiere un análisis del porcentaje de material fino a fin de poder discriminar fehacientemente el origen del material analizado.

- Para efectos de una simulación adecuada de la estabilidad mecánica de un glaciar, el presente estudio sugiere contar con un modelo de elevación digital de la superficie y de su base, idealmente a partir de datos reales, por ejemplo un levantamiento aéreo LiDAR y medición de profundidad con radar para hielo o bien a partir de datos SRTM de la superficie y estimación de la profundidad mediante fórmula paramétrica o ley de flujo de hielo. A la fecha, trabajos como los de la CECs (2009) y Geoestudios (2012) entregan una buena fuente de datos, tales como valores de profundidad, área y volumen, que permiten confeccionar modelos de estabilidad de glaciares en Chile central y estimar el peligro asociado a posibles deslizamientos.
- La determinación de un Factor de Seguridad facilita la interpretación de la estabilidad mecánica de un glaciar, permitiendo que especialistas de otras disciplinas puedan incorporar este tipo de análisis a proyectos de obras civiles y minería por ejemplo. En particular, la posibilidad de poder incorporar potenciales cargas antrópicas en la superficie de un glaciar al momento de evaluar su estabilidad.
- La evidencia aquí presentada da cuenta de un glaciar regenerado en el valle del estero Aparejo, de longitud similar a aquella del glaciar original y con un volumen cercano al 25% del volumen antes de su deslizamiento. Se reporta así un nuevo glaciar al catastro existente del área de estudio (DGA, 2014). A pesar de su pequeño tamaño, la información de este nuevo glaciar es de importancia para establecer que glaciares pequeños se pueden regenerar en forma natural en un periodo de pocos años y para eventuales estudios de impacto ambiental.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.
- Aizen, V. B., Kuzmichenok, V. A., Surazakov, A. B., & Aizen, E. M. 2006. Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, Vol. 43, N° 1, pp. 202-213.
- Alean, J. 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology*. Vol. 31, pp. 324-333.
- Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1, pp. 425-429.
- Álvarez, P. Godoy, E., Giambiagi, L., 1999. Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile Central a la latitud del Paso Piuquenes. En *Congreso Geológico Argentino*, 14°, Salta, Argentina, 19-24 Septiembre, 55 p.
- Álvarez, P.P. Godoy, E., Sellés, D., 2000. Geología de la región del río Colorado, Andes principales de Chile (33° 25' S). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. 1, pp. 736-740.
- Bell, R. E. 2008. The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. *Nature Geoscience*, Vol. 1, N° 5, pp. 297-304.
- Biró, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 118 p.
- Björnsson, H., 1998. Hydrological characteristic of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, Vol. 395, N° 6704, pp. 771–774.
- Blankenship, D. D., Bentley, C. R., Rooney, S. T., & Alley, R. B. 1987. Till beneath Ice Stream B: 1. Properties derived from seismic travel times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. 92, N°. B9. pp. 8903-8911.
- Blott, S. J., & Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, Vol. 26, N° 11, pp. 1237-1248.
- Bodin, X., Rojas, F. & Brenning, A. 2010. Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S). *Geomorphology*. Vol. 118, N° 3, pp. 453-464.
- Bogorodsky, V.; Bentley, C. and Gudmansen, P. 1985. Radioglaciología. D. Riedel Publishing Company, Netherlands, 254 p.

- Brand, G., Pohjola, V., Hooke, R. L., 1987. Evidence for a till layer beneath Storglaciären, Sweden, based on electrical resistivity measurements. *Journal of Glaciology*, Vol. 33, N° 115, pp. 311-314.
- Burr, A. & Cheatham, J. 1995. *Mechanical Design and Analysis*, 2nd edition, section 5.2. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Bustamante, M., Silva, C., Cortés, R., Vivallos, J., Pincheira, W., Ortiz, M., Cáceres, D., y Wall, R. 2010. Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área de Termas del Plomo, Región Metropolitana de Santiago. Informe Inédito, Subdirección Nacional de Geología, Santiago, Chile, Diciembre, 519 p.
- Capello, C.F., 1959. Frane-valanghe di ghiaccio nel gruppo del Monte Bianco. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Vol. 8, pp. 125-138.
- Carrasco, J.F., G. Casassa and J. Quintana. 2005. Changes of the 0° C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 50, N° 6, pp. 933-948.
- Carrasco, J. F., Osorio, R., & Casassa, G. 2008. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, Vol. 54, N° 186, pp. 538-550.
- Casassa, G., Narita, H., y Maeno, N. 1991. Shear cell experiments of snow and ice friction. *Journal of applied physics*, Vol. 69, N° 6, pp. 3745-3756.
- Casassa, G. y Rivera, A. 1998. Digital Radio-Echo Sounding at Tyndall Glacier, Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, Vol. 26, pp. 129-135.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M. C., Novaceck, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, N° 2, pp. 1-30.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. and Zurita, E., 2002a. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 117-139.
- Charrier, R., Álvarez, P., Zurita, E., 2002b. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del Río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34° 30' S). *Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, 2002*. Vol. 1, pp. 479-484.
- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, E.; Flynn, J.; Iturra, I.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R.; Wyss, A. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, Vol. 236, N° 1-2, pp. 43-77.

- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic of the Andean orogen, in: *Geology of Chile, Chapter 3* (Gibbons, W. and Moreno, T., editors), The Geological Society, London, Special Publication, pp. 21-2116.
- Clark I. & Fritz P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrology*. CRC Press, Boca Raton, Fl., 328 p.
- Cembrano, J., & Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, Vol. 471, N° 1, pp. 96-113.
- Centro de Estudios Científicos. 2009. *Estrategia Nacional de Glaciares. SIT N° 205*. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile, Diciembre, 290 p.
- Chen, J. & Ohmura, A. 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements; the Water Cycle*. IAHS Publication, Vol. 193, pp. 127-135.
- Chugh, A.K., 1981. *User Information Manual, Slope Stability Analysis, Program SSTAB2*, United States Bureau of Reclamation, Engineering and Research Center, Denver, Colorado.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D. L., y Carcaillet, J. 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, Vol. 95, N° 1, pp. 3-26.
- Cuffey, K.M. and Paterson, W.S.B. 2010. *The Physics of Glaciers*. Elsevier Publishing Company, USA. 715 p.
- Deckart, K.; Godoy, E.; Bertens, A.; Jerez, D.; Saeed, A. 2010. Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematic. *Andean Geology*, Vol. 37, N° 1, pp. 1-31.
- Deckart, K., Pinochet, K., Sepúlveda, S. A., Pinto, L., & Moreiras, S. M. 2014. New insights on the origin of the Mesón Alto deposit, Yeso Valley, central Chile: A composite deposit of glacial and landslide processes? *Andean Geology*, Vol. 41, N° 1, pp. 248-258.
- Deganutti, A., Tecca, P., & Genevois, R. 2011. Characterization of friction angles for stability and deposition of granular material. *Italian Journal of Engineering and Environment*. 5th International Conference on Debris-Flow Hazards: Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment, Padua, Italy, pp. 313–318.
- Dirección General de Aeronáutica Civil. 2001. *Anuario Meteorológico 1980*. Dirección General de Aeronáutica Civil. Dirección Meteorológica de Chile. Subdirección Climatología y Meteorología Aplicada, Santiago, Chile.
- Dirección General de Aguas. 2008. *Manual de Glaciología. Volumen N° 2. Apuntes de clases*. Realizado por Geoestudios Ltda. SIT N° 167. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile, Diciembre, 341 p.

- DGA. 2009. Radio Eco-sondaje en la cuenca del río Maipo y mediciones glaciológicas en el glaciar Tyndall, Campo de Hielo Sur. Realizado por Universidad de Magallanes. Dirección de Programas Antárticos y Subantárticos. SIT N° 204. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile, Diciembre, 95 p.
- Dirección General de Aguas. 2011a. Catastro, Exploración y Estudio de Glaciares en Chile Central. Realizado por Geoestudios Ltda. SIT N° 265. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile, Diciembre, 178 p.
- Dirección General de Aguas. 2011b. Estimación de Volúmenes de Hielo en Glaciares de Chile Central. Realizado por Centro de Estudios Científicos. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile, Octubre, 162 p.
- Dirección General de Aguas. 2014. Catastro Nacional de Glaciares. Unidad de Glaciología y Nieves, Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, información entregada por Ley de Transparencia, Santiago, Chile, Febrero.
- Dirección General de Aguas. 2015a. Precipitación diaria estación El Yeso Embalse, período 1975-2015. Centro de Información de Recursos Hídricos. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas. Información entregada por Ley de Transparencia, Santiago, Chile, Octubre.
- Dirección General de Aguas. 2015b. Precipitación invernal estación Laguna Negra, período 1975-2015. Centro de Información de Recursos Hídricos. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas. Información entregada por Ley de Transparencia, Santiago, Chile, Octubre.
- Dirección de Vialidad, 2013. Cartas Camineras 2013. Dirección de Vialidad. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile, 24 p.
- Duncan, J.M., & Wright, S.G. 2005. Soil strength and slope stability. John Wiley & Sons. Inc., Upper Saddle River, N.J.
- Engelhardt, H., Humphrey, N., & Kamb, B. 1990. Borehole geophysical observations on ice stream B, Antarctica. *Antarctic Journal*, Vol. 25, N° 5, pp. 80-82.
- Evans, S. 1965. Dielectric properties of ice and snow. A review. *Journal of Glaciology*, Vol. 5, pp. 773-792.
- Evans, S.G., Tutubalina, O.V., Drobyshev, V.N., Chernomorets, S.S., McDougall, S., Petrakov, D.A., Hungr, O. 2009b. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002. *Geomorphology*, Vol. 105, N° 3, pp. 314 - 321.
- Evans, S. G., Bishop, N. F., Smoll, L. F., Murillo, P. V., Delaney, K. B., & Oliver-Smith, A. 2009a. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970. *Engineering Geology*, Vol. 108, N° 1, pp. 96-118.

- Evans, S. G., Delaney, K. B. 2014. Catastrophic Mass Flows in the Mountain Glacial Environment, in *Snow and Ice-related Hazards, Risks, and Disasters*. W. Haeberli, y C. Whiteman (Eds.). Academic Press, Chap. 16, pp. 563-606.
- Eyles, N., & Rogerson, R. J. 1978. Sedimentology of medial moraines on Berendon Glacier, British Columbia, Canada: implications for debris transport in a glacierized basin. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 89, N° 11, pp. 1688-1693.
- Faillietaz, J., Funk, M., & Sornette, D. 2012. Instabilities on Alpine temperate glaciers: new insights arising from the numerical modelling of Allalingsletscher (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 12, N° 9, pp. 2977-2990.
- Falvey, M., Garreaud, R.D. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979 – 2006). *Journal of Geophysical Research*, Vol. 114, N° D4.
- Farr, Tom G.; Rosen, Paul A.; Caro, Edward; Crippen, Robert; Duren, Riley; Hensley, Scott; Kobrick, Michael; Paller, Mimi; Rodriguez, Ernesto; Roth, Ladislav; Seal, David; Shaffer, Scott; Shimada, Joanne; Umland, Jeffrey; Werner, Marian; Oskin, Michael; Burbank, Douglas; Alsdorf, Douglas. 2007. "The Shuttle Radar Topography Mission". *Reviews of Geophysics*, Vol. 45, N° 2.
- Ferrando, F. 2012. Glaciar Pirámide: características y evolución reciente de un glaciar cubierto; evidencias del cambio climático. *Investigaciones Geográficas*, N° 44, pp. 57-74.
- Flowers, G. E. and Clarke, G. K. 1999. Surface and bed topography of Trapidge Glacier, Yukon Territory, Canada: digital elevation models and derived hydraulic geometry, *Journal of Glaciology*, Vol. 45, N° 149, pp. 165–174.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33 y los 34 S. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, Junio, 235 p.
- Fountain, A. G. 1989. The storage of water in, and hydraulic characteristics of, the firm of South Cascade Glacier, Washington State U.S.A., *Annals of Glaciology*, Vol. 13, pp. 69–75.
- Fountain, A.G., Walder, J.S. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, Vol. 36, N° 3, pp. 299–328.
- Fudge, T. J., Humphrey, N. F., Harper, J. T., & Pfeffer, W. T. 2008. Diurnal fluctuations in borehole water levels: configuration of the drainage system beneath Bench Glacier, Alaska, USA. *Journal of Glaciology*, Vol. 54, N° 185, pp. 297-306.
- Gades, A. M. 1998. Spatial and temporal variations of basal conditions beneath glaciers and ice sheets inferred from radio echo-sounding measurements. Doctoral dissertation, University of Washington.

- Garreaud, R., Viale, M. 2014: Análisis de los fenómenos meteorológicos y climáticos que afectan la cuenca del río Maipo. *Aquae Papers*, Vol. 5(*), pp. 17-29. (*) Volumen especial dedicado a la Determinación de posibles impactos en la gestión de los abastecimientos humanos de agua situados en la zona metropolitana de Chile provocada por el cambio climático.
- Geoestudios, 2012. Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Expansión Andina 244, Cáp. 2.4.7: Línea de base: medio físico: glaciares. Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental. Ministerio del Medio Ambiente, Santiago, Chile, 206 p.
- Geoestudios, 2014. Caracterización física del manto nival en Campo de Hielo Norte en base a mediciones GPR terrestre. SIT N° 359. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile, Diciembre, 363 p.
- Geoestudios. 2015. Uso interno.
- Godoy, E., 1993. El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, pp. 104-107.
- González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerales*, Santiago, Vol. 17, N° 81, pp. 20-61.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C. 2002. *Ingeniería geológica*. Editorial Prentice Hall, 715 p.
- Guðmundsson, M. T., Sigmundsson, F., and Björnsson, H., 1997. Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. *Nature*, Vol. 389, N° 6654, pp. 954–957.
- Haeberli, W., Huggel, C., Käab, A., Zraggen-Oswald, S., Polkvoj, A., Galushkin, I., Zotikov, I., Osokin, N. 2004. The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002: an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus. *Journal of Glaciology*, Vol. 50, N° 171, pp. 533-546.
- Hallam, A., Biró-Bagóczkyl, L., Pérez, E. 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, N° 4, pp. 425-435.
- Heim, A., 1896. Die Gletscherlawine an der Altels am 11 September 1895. *Neujahrsblatt, Naturforschenden Gesellschaft, Zurich, Jahr, N° 98*.
- Huang, Y. H. 2012. *Stability Analysis of Earth Slopes*. Springer Science y Business Media, 304 p.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., Wessels, R. 2004a. Recent extreme avalanches: triggered by climate change? *EOS, Transactions American Geophysical Union*, Vol. 89, N° 47, pp. 469-470.

- Huggel, C., Haeberli, W., Käab, A., Bieri, D., Richardson, S. 2004b. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 41, N° 6, pp. 1068-1083.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Käab, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., Evans, S.G. 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards Earth System Sciences*, Vol. 5, N° 2, pp. 173-187.
- Instituto Nacional de Normalización. 1996. Diseño sísmico de edificios. NCh433, Instituto Nacional de Normalización INN-Chile, Of96, Santiago, Chile, 51 p.
- Iribarren Anacona, P. & Bodin, X. 2010. Geomorphic consequences of two large glacier and rock glacier destabilizations in the Central and Northern Chilean Andes. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, pp. 7162-7165.
- Iribarren Anacona, P., Mackintosh, A., and Norton, K.P. 2014. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 40, N° 1, pp. 2-21.
- Izumi K, Naruse R. 2002. Ice avalanche activity at Soler Glacier, Northern Patagonia, in the summer of 1998. *Bulletin of Glaciological Research*, Vol. 19, pp. 81–84.
- Jara, P., y Charrier, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*, Vol. 41, N° 1, pp. 174-209.
- Jay-Allemand, M., Gillet-Chaulet, F., Gagliardini, O., & Nodet, M. 2011. Investigating changes in basal conditions of Variegated Glacier prior to and during its 1982-1983 surge. *The Cryosphere*, Vol. 5, N° 3, pp. 659-672.
- Jordan, T.E.; Burns, W.M.; Veiga, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, N° 3, pp. 308-324.
- Kay, S. M., & Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Unpublished report, CODELCO-Chile, 180 p.
- Käab, A., Reynolds, J. M., & Haeberli, W. 2005. Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: *Global change and mountain regions*, Springer, Netherlands, pp. 225-234.
- Kilgore, S. M. 2013. The use of multi-channel ground penetrating radar and stream monitoring to investigate the seasonal evolution of englacial and subglacial drainage systems at the terminus of Exit Glacier, Alaska. PhD thesis, University of Iowa, 169 p.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.

- Kobayashi S, Naruse R. 1987. Ice avalanches on Soler Glacier, Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, Vol. 4, pp. 87-90.
- Kovacs, A., Gow, A.J. & Morey, R.M. 1995. The in-situ dielectric constant of polar firm revisited. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 23, N° 3, pp. 245-256.
- Krenke, A. N., & Kotlyakov, V. M. 1985. USSR case study: catastrophic floods. *Techniques for Prediction of Runoff from Glacierized Areas*. IAHS Publication, N° 149, pp. 115-125.
- Kronenberg, J. 2013. Linking ecological economics and political ecology to study mining, glaciers and global warming. *Environmental Policy and Governance*, Vol. 23, N° 2, pp. 75-90.
- Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R., & Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35 8). *Andean Geology*, Vol. 24, N° 1, pp. 75-90.
- Lang, H., Schädler, B., & Davidson, G. 1977. Hydroglaciological investigations on the Ewigschneefeld-Grosser Aletschgletscher. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Vol. 12, N° 2, pp. 109-124.
- Lebourg, T., Riss, J., & Pirard, E. 2004. Influence of morphological characteristics of heterogeneous moraine formations on their mechanical behaviour using image and statistical analysis. *Engineering Geology*, Vol. 73, N° 1, pp. 37-50.
- Leyton, F., Ruiz, S., y Sepúlveda, S. A. 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean Geology*, Vol. 37, N° 2, pp. 455-472.
- Lorca, M. E. 2011. Hidrogeología e hidrogeoquímica de la cuenca de la Quebrada Paipote, Región de Atacama. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, Abril, 125 p.
- Marangunic, C. 1972. Effects of a landslide on Sherman Glacier, Alaska. *Institute of Polar Studies*, Report N° 30, 172 p.
- Marangunic, C. 1979. Inventario de glaciares. Hoya del río Maipo. Publicación G-2, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile, Octubre, 80 p.
- Marangunic, C. 1980. Informe sobre deslizamientos de glaciares en el Estero del Aparejo, Valle del Río Maipo, Área Metropolitana. Oficina Nacional de Emergencias, Santiago, Chile, Marzo, 8 p.
- Marangunic C. 1997. Deslizamiento catastrófico del glaciar en el Estero Aparejo. In IV Congreso Chileno de Geotecnia, Actas 2, pp. 617-626.
- Marangunic, C. 2010. Physical characteristics of rock glaciers in the mountains of central Chile. *International Glaciological Conference VICC 2010 "Ice and Climate Change: A view from the South"*, Valdivia, Chile. Abstract Book, 48/60, CECS, Valdivia, Chile

- Marangunic, C. 2016. Comunicación personal. Santiago, Chile, Enero.
- Martínez, R.; Osorio, R. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale*, Vol. 9, N° 82, pp. 28-43.
- McColl, S.T., 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, Vol. 153, pp. 1-16.
- Mernild, S. H., Beckerman, A. P., Yde, J. C., Hanna, E., Malmros, J. K., Wilson, R., y Zemp, M. 2015. Mass loss and imbalance of glaciers along the Andes Cordillera to the sub-Antarctic islands. *Global and Planetary Change*, Vol. 133, pp. 109-119.
- Mook, W. 2000. *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle, Principles and Applications*. UNESCO-EIA, Vol. 39.
- Moreno, M., Rosenau, M., & Oncken, O. 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, Vol. 467, N° 7312, pp. 198-202.
- Morgenstern, N. and Price, V.E., 1965. The Analysis of the Stability of General Failure Surfaces. *Geotechnique*, Vol. 15, N° 1, pp. 79-93.
- Muñoz, M.; Fuentes, F.; Vergara, M.; Aguirre, L.; Nyström, J.O.; Feraud, G.; Demant, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista Geológica de Chile* Vol. 33, N° 1, pp. 109-140.
- Nyström, J.O., Parada, M.A., and Vergara, M., 1993, Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: A trend toward a MORB signature and a reversal with time: Paris, ORSTOM Editions, Second International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, Extended Abstracts Volume, pp. 411-414.
- Nobes, D.C. 2011. Ground penetrating radar measurements over glaciers. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, Eds. V.P. Singh, P. Singh and U.K. Haritashya, Springer, Encyclopedia of Earth Sciences Series, Dodrecht, The Netherlands, pp. 490-503.
- Ohlanders, N., Rodriguez, M., y McPhee, J. 2013. Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 17, N° 3, pp. 1035-1050.
- Ormeño, A. 2007. Geomorfología dinámica del río Maipo en la zona cordillerana de Chile Central e implicancias neotectónicas. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 147 p.
- Palma, W. 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 95 p.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, Vol 4, N° 2, 439-473.

- Peña, H. 1980. Situación de los glaciares del estero Aparejo, río Yeso. Informe Interno, Dirección General de Aguas, Centro de Información Recursos Hídricos, Área de Documentación, Santiago, Chile, 9 p.
- Perucca, L. y Esper, Y. 2009. El deslizamiento de rocas y detritos sobre el río Santa Cruz y el aluvión resultante por el colapso del dique natural, Andes Centrales de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 65, N° 3, pp. 571-585.
- Plewes, L.A. & Hubbard, B. 2001. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress Physical Geography*, Vol. 25, N° 2, pp. 203–236.
- Pralong, A. 2005. On the instability of hanging glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*.
- Pralong, A., & Funk, M. 2006. On the instability of avalanching glaciers. *Journal of Glaciology*, Vol. 52, N° 176, pp. 31-48.
- Quintana, J.M. and P. Aceituno. 2011. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43° S. *Atmósfera*, Vol. 25, N° 1, pp. 1–22.
- Ramos, V. A., Alvarez, P. P., Aguirre Urreta, M. B., y Godoy, E. 1997. La Cordillera Principal a la latitud del paso Nieves Negras (33° 50' S), Chile-Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno.
- Röthlisberger, H., & Iken, A. 1981. Plucking as an Effect of Water-pressure Variations at the Glacier Bed. *Annals of Glaciology*, Vol. 2, N° 1, pp. 57-62.
- Rozanski, K. & Araguás, L. 1995. Spatial and temporal variability of stable isotope composition over the South American continent. *Bulletin Institut Français D'études Andines*, Vol. 24, N° 3, pp. 379–390.
- Röthlisberger, H., 1978. Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. Sonderdruck aus dem Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher Teil 1978, pp. 170-212.
- Salazar, Ch. y Stinnesbeck, W. 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in central Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. 64, pp. 41-68.
- Sandmeier, K. 2004. *Reflexw manual ver. 3.5*. Karlsruhe, 377 p.
- Sepulveda, S. A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E. A., Rebolledo, S., y Verdugo, R. 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 12, N° 3, pp. 432-455.

- Shepard, D. 1968. "A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data". Proceedings of the 1968 ACM National Conference, pp. 517-524.
- Schellart, W. P. 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, Vol. 324, N° 1, pp. 1-16.
- Schneider, D., Huggel, C., Haeberli, W., y Kaitna, R. 2011. Unraveling driving factors for large rock-ice avalanche mobility. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 36, N° 14, pp. 1948-1966.
- Schommer, P. 1977. Wasserspiegelmessungen im Firn des Ewigschneefeldes (Schweizer Alpen) 1976, *Z. Gletscherkd. Glazialgeology*, Vol. 12, pp. 125-141.
- Shumskii, P.A. 1964: Principles of structural glaciology. Dover Publications, New York, USA, 497 p.
- Shroder, J. F. 2014. Snow and Ice-related Hazards, Risks, and Disasters. W. Haeberli, y C. Whiteman (Eds.). Academic Press, 788 p.
- Schweizer, J., & Iken, A. 1992. The role of bed separation and friction in sliding over an undeformable bed. *Journal of Glaciology*, Vol. 38, pp. 77-92.
- Silbergleit, V., & Prezzi, C. 2012. Statistics of major Chilean earthquakes recurrence. *Natural Hazards*, Vol. 62, N° 2, pp. 445-458.
- Small, R. J. 1983. Lateral moraines of Glacier de Tsidiore Nouve: form, development and implications. *Journal of Glaciology*, Vol. 29, N° 102, pp. 250-259.
- Spangenberg, J. E., Dold, B., Vogt, M. L., & Pfeifer, H. R. 2007. Stable hydrogen and oxygen isotope composition of waters from mine tailings in different climatic environments. *Environmental Science & Technology*, Vol. 41, N° 6, pp. 1870-1876.
- Spencer, E., 1967. A Method of Analysis of the Stability of Embankments Assuming Parallel Inter-slice Forces. *Geotechnique*, Vol. 17, N° 1, pp. 11-26.
- Spencer, E., 1973. Thrust Line Criterion in Embankment Stability Analysis, *Geotechnique*, Vol. 23, N° 1, pp. 85-100.
- Stern CR, Moreno, H., Lopez-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M., Skewes, M. 2007. Chilean volcanoes. In: Moreno T, Gibbons W (eds) *The Geology of Chile*. Geological Society of London, chap. 5, pp 149-180.
- Tassara, A., y Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, Vol. 30, N° 2, pp. 159-186.

- Tavera, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Informe Inédito. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, 9 p.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., Klaue, B., & Renshaw, C. E. 2001. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, Vol. 37, N° 3, pp. 759–769.
- Thiele, R., Katsui, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación N° 35, 23 p.
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.
- Tuffen, H., 2011. Ice-Volcano Interactions. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (Eds.) Singh, V.P., Haritashya, U.K. and Singh, P., pp. 625-628.
- United Nations. 1997. Statistical Division, United Nations. Department for Economic, Social Information, & Policy Analysis. *Glossary of Environment Statistics*, United Nations Publications, N°. 67.
- van der Woerd, J., Owen, L. A., Tapponnier, P., Xiwei, X., Kervyn, F., Finkel, R. C., & Barnard, P. L. 2004. Giant, ~M8 earthquake-triggered ice avalanches in the eastern Kunlun Shan, northern Tibet: Characteristics, nature and dynamics. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 116, N° 3-4, pp. 394-406.
- Vere, D. M. 1989. Structure and Debris Characteristics of Medial Moraines in Jotunheimen, Norway: Implications for Moraine Classification. *Journal of Glaciology*, Vol. 35, N° 120, pp. 276-280.
- WGMS. 2016. Latest glacier mass balance data. World Glacier Monitoring Service [en línea], <<http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>> [Consulta: martes 26 Enero 2016]
- Wilson, L., & Head, J.W. 2002. Heat transfer and melting in subglacial basaltic volcanic eruptions: implications for volcanic deposit morphology and meltwater volumes. In Smellie, J. L., and Chapman, M. G. (eds.), *Ice-volcano interaction on Earth and Mars*. London, Geological Society of London Special Publication, Vol. 202, N° 1, pp. 5-26.
- Worni, R., Stoffel, M., Huggel, C., Volz, C., Casteller, A., & Luckman, B. 2012. Analysis and dynamic modeling of a moraine failure and glacier lake outburst flood at Ventisquero Negro, Patagonian Andes (Argentina). *Journal of Hydrology*, Vol. 444, pp. 134-145.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, N° 1, pp. 23-38.

ANEXOS

ANEXO A: METODOLOGÍA DE ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDAD CON RADAR PARA HIELO

Para este estudio la profundidad del glaciar Aparejo es estimada por medio del empleo de un radar de penetración (GPR, por sus siglas en inglés).

Los radares utilizados para medir espesores de hielo operan, esencialmente, emitiendo una señal electromagnética transmitida por una antena. Esta señal viaja hacia el fondo del glaciar, rebota en las rocas o suelo en la base del glaciar y retorna hacia la superficie, donde lo recibe la antena receptora, de manera que conociendo la velocidad de propagación de la onda en el hielo (16.8 cm/ns en hielo y del orden de 20 cm/ns en nieve) y el lapso de tiempo entre la emisión y la recepción, es posible determinar el espesor del glaciar (Plewes and Hubbard, 2001).

En la actualidad, el método de radar, conocido como radio eco sondaje (RES) o GPR, ha sido, ya por varias décadas, empleado exitosamente en la exploración de espesores de hielo (Bogorodsky *et al.* 1985). En los glaciares temperados, esencialmente a 0°C, con variadas cantidades de agua libre (lo que atenúa significativamente por absorción y dispersión la onda electromagnética), se deben emplear radares de baja frecuencia (<25 MHz), típicamente fabricados en forma especial, cuya longitud de onda sea mayor a la dimensión de los cuerpos de agua. En los glaciares fríos, sin presencia de agua, es posible utilizar GPR de alta frecuencia (>25 MHz), disponibles comercialmente.

Los equipos de radar consisten básicamente de un transmisor y su antena, una antena receptora, y un receptor compuesto por un conversor análogo-digital y un computador portátil que actúa como unidad de control, adquisición y visualización de datos (Figura A.1-A). La metodología involucra recorrer el glaciar en perfiles, con posicionamiento GPS o marcando el terreno con estacas que luego deben medirse topográficamente.



Figura A.1-A. Levantamiento con radar para hielo en el glaciar Aparejo, junio 2015. En rojo, y con fondo blanco, se indican los elementos básicos para la operación del radar; antena dipolo, transmisor y receptor. El receptor GPS se ubica hacia el frente de la imagen, transportado por el autor.

El radar empleado para el levantamiento en terreno es propiedad de la empresa Geoestudios. Consiste en un radar terrestre de una frecuencia central de 10 MHz construido por la empresa Unmanned de Valdivia, que es en esencia una versión mejorada de los modelos anteriores de radar de impulso (*e.g.* Casassa y Rivera, 1998). Las antenas son dipolos simples cargados resistivamente, que se insertan en cintas tubulares de escalada, tiradas por 3 personas que transitan a pie a través de un glaciar (Figura A.1-A). Las antenas empleadas tienen un largo de medio dipolo de 8 m (un cuarto de la longitud de onda en aire: $\lambda/4$), con una separación de 8 m entre las antenas Tx (transmisor) y Rx (receptor), vale decir el largo total de las antenas es de 40 m. El Tx transmite un pulso de una amplitud de unos 1.000 V. El receptor es un conversor análogo-digital que es capaz de promediar hasta 1.024 trazas. Típicamente se obtiene 1 traza promediada cada 2 segundos. La sincronía entre el Tx y el Rx la proveen sendos receptores GPS de frecuencia simple instalados respectivamente en el Rx y el Tx. El computador portátil consiste en una consola PDA (*Personal Digital Assistant*) modelo Archer de la empresa Juniper Systems de EE.UU.

Se emplea una velocidad de propagación de la onda electromagnética en hielo v de 16,8 cm/ns (Gades, 1998), tanto para hielo frío como hielo temperado (Bogorodsky *et al.*, 1985; Evans, 1965), v se calcula basado en la relación $v = c/\sqrt{\epsilon}$, donde c es la velocidad de propagación de la onda electromagnética en el vacío (30 cm/ns) (Bogorodsky *et al.*, 1985; Nobes, 2011). Se puede efectuar una corrección de v considerando el espesor de la capa de nieve y neviza sobre cada

glaciar en el momento de la medición, y su correspondiente velocidad, en base a la relación empírica de Kovacs (1995):

$$\varepsilon = (1 + 0,845\rho)^2$$

donde ρ es la densidad de la nieve/neviza expresada en g/cm^3 .

Las principales características del radar utilizado son:

- a) Frecuencia central 10 MHz.
- b) Longitud del medio dipolo 8 m ($\lambda/4$).
- c) Longitud de la onda en hielo 57 m.
- d) Resolución nominal en hielo ($\lambda/4$ en hielo) 14 m.
- e) Potencia de salida instantánea 1 kW.
- f) Tensión de salida 1.000 V.
- g) Tiempo de subida del pulso 20 ns.
- h) PRF (tasa de repetición de pulsos) 1000 pps.
- i) Temperatura de operación -20°C a 50°C .
- j) Rango de mediciones en hielo 500 m.
- k) Velocidad de conversión análoga digital 80 MSps.
- l) Dos canales de conversión (alta y baja ganancia).
- m) Rango de atenuación digital 30 dB.
- n) Georreferenciación directa de cada traza.

El método de medición es continuo (en movimiento sobre una trayectoria) y los datos procesados que se obtienen del radar corresponden a una profundidad para cada coordenada UTM E, N de la respectiva trayectoria. De esta manera se obtiene una imagen que representa profundidad vs distancia a lo largo de la trayectoria respectiva.

En el radar de Geoestudios las señales se almacenan en un PDA normalmente en dos formatos: de Amplitud (A) y Raster (R). El formato de amplitud (ver Figura A.1-B) permite analizar cada traza, compuesta por centenares de puntos, en un gráfico cuyo eje Y representa la amplitud de la señal y el eje de abscisas (X) el tiempo. El diagrama Raster (R), también llamado radargrama, permite visualizar la secuencia total de trazas en forma de imagen (ver Figuras. A.1-C y A.1-D), correspondiendo cada traza a una columna, asignando colores a cada rango de amplitud. En la vertical, los diagramas R muestran el tiempo de retorno, mientras que en la horizontal se grafica el recorrido seguido.

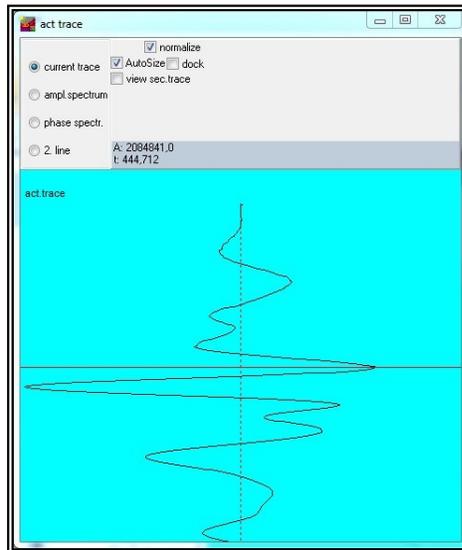


Figura A.1-B: Ejemplo de diagrama de amplitud (A) de señal de radar en el glaciar Aparejo.

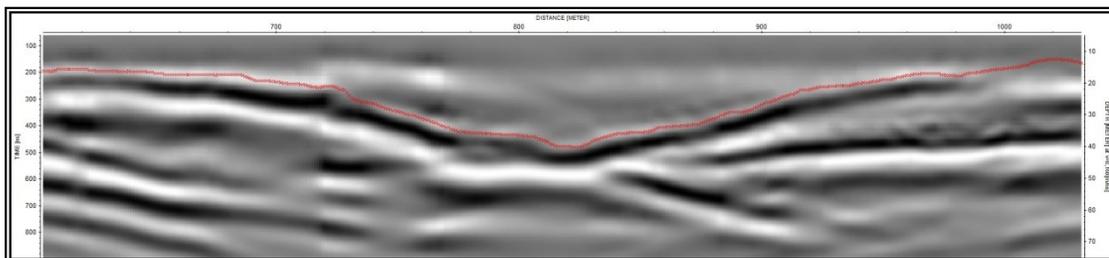


Figura A.1-C. Diagrama Raster (R) de señal de radar, obtenido en el glaciar Aparejo. La superficie del hielo corresponde al borde horizontal superior, que se visualiza plano pues no se ha corregido por la topografía real de la superficie del glaciar. La línea roja indica el fondo interpretado del glaciar.

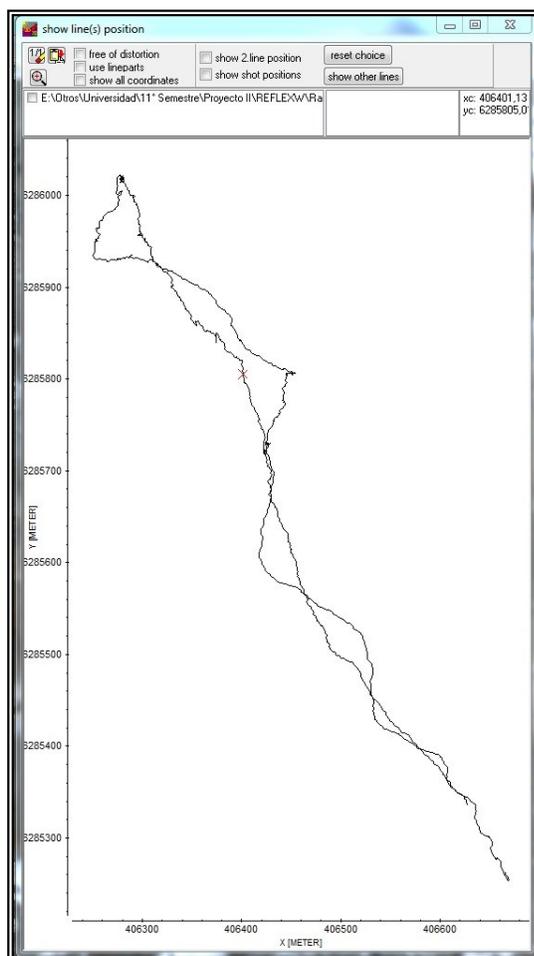


Figura A.1-D. Perfil en planta, con coordenadas UTM E en el eje de abscisas y coordenadas UTM N en el eje de ordenadas, del recorrido realizado en el glaciar Aparejo.

Es importante señalar que todas las mediciones con radar corresponden a valores de espesor, y posteriormente son transformados a valores de profundidad en el proceso de n (punto j señalado a continuación).

Con el software ReflexW, licenciado a Geoestudios, se procede al procesamiento de los datos de radar y a la integración con los datos GPS, y a la posterior exportación de los resultados en AutoCAD.

De manera general, las etapas del procesamiento y análisis de datos de radar son las siguientes:

- a) Importación de los datos de radar al software Reflexw (Sandmeier, 2004).
- b) Georeferenciación de las trazas de radar.
- c) Unión de archivos correspondientes a cada perfil.
- d) Determinación del tiempo cero.
- e) Remuestreo de datos.
- f) Interpolación equidistante con una traza cada 1 m.

- g) Corrección dinámica según distancia Rx-Tx y velocidad.
- h) Filtro pasa banda.
- i) Compensación de las pérdidas de divergencia geométrica.
- j) Migración utilizando modelo de velocidad constante (transformación de valores de espesor a profundidad)
- k) Identificación de la superficie del glaciar y el fondo rocoso, vectorización y obtención de profundidades.
- l) Traspaso de datos a formato ASCII.
- m) Exportación de los datos en formato ArcGIS.

ANEXO B: METODOLOGÍA DE INTERPOLACIÓN DE LOS DATOS DE RADAR

La interpolación de los datos de profundidad otorgados por el radar para hielo se realiza con el software ArcGIS 10.2, por medio del algoritmo IDW, "*Inverse Distance Weighted*", el cual asigna mayor peso a los puntos más cercanos y menor peso a los más alejados (Shepard, 1968).

El método se basa principalmente en el inverso de la distancia elevado a un valor de potencia matemática. Con un valor por defecto de 2, este parámetro permite controlar la importancia de los puntos conocidos en los valores interpolados, en base a su distancia del punto a interpolar. Mientras mayor sea este valor, más énfasis se le dará a los valores cercanos. En el caso de la presente interpolación, se empleó un valor de 3.

Para limitar el número de puntos a utilizar en la interpolación se define el tipo de radio de búsqueda, según sea variable o fijo. En el primer caso se especifica el total de puntos usados para el cálculo, mientras que para un radio de búsqueda fijo se determina la distancia del entorno de puntos y un número mínimo de estos. El valor del radio de búsqueda se define en base a la distancia máxima entre los datos provenientes del radar con el punto más distante en el contorno del glaciar. Dado el número de puntos obtenidos a partir del radar para hielo, se estimó un radio fijo de 300 m.

El borde del glaciar Aparejo actual se subdividió en puntos con una equidistancia de 15 m, a los cuales se les asignó una profundidad de 0 m, para efectos de la interpolación. Hecho lo anterior, se unen los puntos del borde del glaciar con profundidad nula junto a aquellos puntos con profundidad provenientes del radar, dando paso a la interpolación de los mismos.

ANEXO C: METODOLOGÍA DE ESTIMACIÓN DE VOLUMEN

Para estimar el volumen del glaciar se emplean tres métodos distintos.

- Fórmula paramétrica de Chen y Ohmura

El primer método corresponde a la fórmula paramétrica de Chen y Ohmura (1990), que relaciona el volumen del glaciar con el área de la superficie, como se detalla en la siguiente fórmula:

$$Vol = 28,5 A^{1,357}$$

Donde el volumen obtenido se expresa en millones de m³ y el área se ingresa en millones de m². Cabe destacar que los valores empíricos de la fórmula se obtienen a partir de los datos provenientes de 63 glaciares de montaña, provenientes de cordones montañosos de Europa, como se indica en la Tabla 1 de Chen y Ohmura, (1990).

- Fórmula paramétrica de Geoestudios

Como tercera alternativa para el cálculo del volumen del glaciar se emplea el espesor medio estimado mediante la fórmula paramétrica calibrada por Geoestudios (2015) para los glaciares blancos del área de la cuenca del río Maipo, la cual se detalla como sigue:

$$y = ax^b$$

Donde:

y = espesor medio [m]
x = área del glaciar [m²]
a = 1,5518. Constante empírica
b = 0,2197. Ídem anterior

Con el espesor medio estimado se calcula el volumen, al igual que en la metodología de interpolación IDW, a partir de la ponderación del espesor medio por el área.

- Interpolación directa

Otra metodología para estimar el volumen consiste en ponderar la profundidad media, obtenido de la interpolación IDW de los datos de profundidad del glaciar y considerada como la profundidad promedio de todo el glaciar, por el área definida para el cálculo de la interpolación.

ANEXO D: METODOLOGÍA DE GENERACIÓN DE LA TOPOGRAFÍA SUBGLACIAL

La topografía subglacial se genera en ArcGIS 10.2 a partir del modelo de elevación digital a una resolución de 1 arco segundo (aproximadamente 30 m) proveniente de los datos satelitales de interferometría de radar SRTM v. 2 (Shuttle Radar Topography Mission, Farr *et al.*, 2007) de febrero 2000 del área de estudio, de la interpolación de la topografía superficial proveniente del GPS geodésico y de los valores interpolados de profundidades de hielo. El procedimiento a seguir consiste en efectuar la resta de los valores de profundidad, obtenidos en el punto A.1, a los valores de la topografía superficial.

Como requisito para realizar el cálculo matemático se debe igualar el tamaño de las celdas de ambos archivos raster (topografía superficial e interpolación), independiente si la resolución es distinta. Hecho lo anterior, se lleva a cabo el cálculo de la topografía subglacial obteniéndose un nuevo archivo raster con las cotas asociadas a la base del glaciar.

ANEXO E: METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE ISÓTOPOS DE HIDRÓGENO Y OXÍGENO

Acorde a la metodología empleada por Lorca (2011), el análisis isotópico contempla la proporción de isótopos pesados con respecto a los isótopos livianos de un mismo elemento, hidrógeno y oxígeno en este caso. La variación en el número de neutrones en los distintos átomos de elementos de un mismo tipo entrega diferentes masas atómicas del elemento, permitiendo definir una abundancia relativa (R), como sigue:

$$R = \frac{\text{Abundancia Isótopo Minoritario}}{\text{Abundancia Isótopo Mayoritario}}$$

Al trabajar con isótopos estables se hace necesario establecer la expresión de la concentración de los isótopos en comparación con algunos estándares conocidos, acorde a la fórmula:

$$\delta^{a/r} = \frac{Ra}{Rr} - 1$$

Donde “a” corresponde a la muestra analizada y “r” al estándar empleado. En el caso del oxígeno, se tiene que:

$$\delta^{18}\text{O} = ([^{18}\text{O}]/[^{16}\text{O}]_a) / ([^{18}\text{O}]/[^{16}\text{O}]_r) - 1$$

El estándar más común ocupado para la medición de isótopos de agua corresponde al *Vienna Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW).

Los tres isótopos del hidrógeno corresponden a ^1H (más abundante), ^2H (Deuterio, segundo más abundante) y ^3H (Tritio, más escaso). Mientras que los dos primeros isótopos son estables, el Tritio es inestable y presenta desintegración radioactiva. En el caso del oxígeno se tiene tres isótopos estables. El más abundante es el ^{16}O , y el segundo más abundante el ^{18}O , mientras que el ^{17}O es el de menor abundancia relativa en la naturaleza.

Combinando los isótopos de ambos elementos se obtienen moléculas de agua con distinta masa molecular y, por tanto, distintas tasas de reacción, lo cual deriva en procesos de fraccionamiento isotópico (Mook, 2000).

Finalmente, para efectos del análisis a partir de las muestras recolectadas, se considera una ecuación definida por las aguas meteóricas a nivel global, conocida como Línea Meteórica Mundial (LMM, [Clark y Fritz, 1997]), correspondiente a:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$$

Producto del fraccionamiento, la composición isotópica del agua puede variar en el ciclo hidrológico, asignando una firma isotópica característica según sea el ambiente en particular. Otras variaciones existen por efectos de continentalidad, latitud y altitud. Los efectos mencionados hacen variar la composición isotópica entre un área y otra, motivo por el cual los isótopos estables de H y O pueden ser usados como trazadores del ciclo hidrológico y de las distintas fuentes de un agua en particular.