



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

ESTIMACIÓN DE LAS ALTITUDES DE LAS LÍNEAS DE EQUILIBRIO  
EN GLACIARES DE MONTAÑA PARA EL ÚLTIMO CICLO  
GLACIAL-INTERGLACIAL EN LOS ANDES DE SANTIAGO,  
CHILE CENTRAL

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR  
EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

MARIAJOSÉ HERRERA OSSANDÓN

PROFESOR GUÍA:  
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MAISA ROJAS CORRADI  
JACOBUS LE ROUX  
JOSÉ LUIS ANTINAO ROJAS

SANTIAGO DE CHILE  
2016

# Resumen

---

El presente trabajo aborda la discusión sobre los factores que controlan las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA's) en el último ciclo glacial-interglacial en la cordillera de Los Andes frente a Santiago.

A partir del análisis de imágenes satelitales se estudia la variación histórica de las ELA's y se discuten los factores climáticos de primer orden asociados a esa variación. A partir del análisis geomorfológico y geocronológico se determina la posición y temporalidad de los estadios glaciales durante el Pleistoceno tardío. Finalmente se realiza una estimación de la posición de las ELA's durante este mismo período a partir de distintos métodos y se compara con su posición actual.

El aumento de las temperaturas mínimas estacionales y anuales favorece los procesos de ablación y en consecuencia contribuyen a la disminución continua de las coberturas de nieve. Por su parte, los eventos de precipitación estival constituyen el factor clave para el aumento de las coberturas supraglaciales y el quiebre de la tendencia negativa en las áreas englaciadas de la cuenca del río Volcán, confirmando que es este el factor de primer orden que condiciona el avance de los glaciares en Los Andes subtropicales.

Las Alturas de las Líneas de Equilibrio Glaciar reportan ascensos desde 1989 a 2015 lo que indica aumento de las áreas de ablación y una disminución de las áreas de acumulación y en consecuencia incrementos de procesos de fusión.

El sistema glacial de San Gabriel corresponde a un avance durante un Máximo Avance Glacial Local o LLGM entre los ~45-36 ka BP, concordante con eventos de mayor precipitación y humedad en Los Andes centrales entre los ~33°S y ~35°S. Por su parte, el sistema glacial de La Engorda, registra dos pulsos de avance glacial datados entre los ~24-18 y ~10 ka BP. Estos pulsos son consistentes con los eventos húmedos reportados en Laguna Tagua Tagua (Valero-Garcés et al., 2005). Depósitos glaciolacustres y fluvioglaciales de baja energía en la zona proglacial del sistema de La Engorda, datados a través de métodos <sup>14</sup>C, registran temporalidad vinculada con un período frío breve denominado *Younger Dryas*.

Las variaciones en las ELA's modernas respecto a las estimadas para los períodos del Último Máximo Glacial (LGM) y Último Máximo Glacial Local (LLGM), se realizan a través de la reconstrucción de paleoglaciares, los descensos en las Alturas de las Líneas de Equilibrio son concordantes con las variaciones del flanco este de la cordillera de Los Andes, observándose disminuciones de ~1000 - 1200 metros, entre el período actual y el LGM.

Los resultados de esta tesis confirman la importancia de las precipitaciones en los avances de los glaciares de montaña de Los Andes frente a Santiago y sugieren la relevancia tanto de la elevación de las temperaturas mínimas como de la disminución de la cantidad de días con registro bajo 0°C en su retroceso. Estos resultados son consistentes con las estimaciones de ELA's a escala del Pleistoceno tardío y la variación de sólo 500 metros entre el LLGM (~45-36 ka BP) en el sistema de San Gabriel y el LGM (~24-18 ka BP) en el sistema glacial de La Engorda vinculado a condiciones paleoclimáticas de mayor precipitación; por otro lado la abrupta elevación de las ELA's entre el LGM y la actualidad son coherentes con disminuciones en las precipitaciones así como también aumentos en las temperaturas.

Lo anterior muestra la sensibilidad de los glaciares subtropicales de Los Andes en relación al escenario de calentamiento regional proyectado en el marco del cambio global.

# Summary

---

## **Estimating Equilibrium Line Altitudes in mountain glaciers during the last glacial-interglacial cycle in the Andes of Santiago, Central Chile**

This work addresses the position of Equilibrium Line Altitude (ELA's) during the last glacial-interglacial cycle in the Andes in front of Santiago, Central Chile.

Historical variations of ELA's were assessed from the analysis of satellite images compared with meteorological variables at inter-annual and regional scales, from which first order factors associated to the recent evolution of ice-sheet retreat in mountain glaciers were discussed.

The position and temporality of glacial stages during the late Pleistocene were assessed from geomorphological and geochronological analyses of well-preserved drifts in the watershed of El Volcán river. Finally, an estimation of the position of the ELA's during the same period was made by the comparison with its modern position.

The increase in minimum seasonal and minimum annual temperatures favors the ablation processes and consequently contributes to the continuous reduction of snow cover. On the other hand, summer precipitation events constitute a key factor for increasing of supraglacial coverage and the break down of the negative trend in the flooded areas of El Volcán river watershed, confirming its relevancy for glacier advancement in the subtropical Andes. The Equilibrium Line Altitude reported here rises in the period between 1989 and 2015, indicating increasing areas of ablation and decreasing areas of accumulation, which results in increasing melting processes.

The San Gabriel drift corresponds to an advance during a Local Last Glacial Maximum or LLGM between ~45-36 ka BP, consistently with events of greater precipitation and humidity in Central Chile between ~ 33° S and ~ 35° S. La Engorda drift records two glacial advancements dated between ~ 24-18 and ~ 10 ka BP. These pulses are consistent with wet periods reported from the Laguna Tagua Tagua paleoclimate record (Valero-Garcés et al., 2005). Low-energy glaciolacustrine and outwash deposits in the proglacial zone of La Engorda system, dated through <sup>14</sup>C methods, evidence a local readvancement linked to a brief cold period globally called as *Younger Dryas*. Variations in the modern ELA's compared with those estimated for the LGM and LLGM periods were made through the reconstruction of paleoglaciers. The lower position of the Equilibrium Line Altitudes during the LGM and LLGM, with respect to the modern ELA, is coherent with variations inferred at the east flank of the Los Andes Cordillera, with estimated decreases of ~1000-1200 meters.

The results of this work confirm the importance of the precipitation in the advancement of mountain glaciers in the Andes in front of Santiago and suggest the relevance of both, the elevation of minimum temperatures and the decrease of the number of days with temperatures lower than 0° C, in their retreat. These results are consistent with estimates of ELA's at the late Pleistocene scale and with the variation of only 500 meters between the LLGM (~ 45-36 ka BP) in the San Gabriel drift, with respect to the LGM (~ 24-18 ka BP) in La Engorda drift, associated with the occurrence of periods of greater precipitations at that time; on the other hand the abrupt elevation of the ELA's between the LGM and the present, indicate the strong influence of decreased precipitations as well as increased temperatures in modern times.

This shows the sensitivity of the subtropical glaciers of the Andes of Central Chile, with respect to the scenario of regional warming projected within the context of global change.

**"Hay una fuerza motriz más  
poderosa que el vapor, la  
electricidad y la energía  
atómica: la voluntad"**

***Albert Einstein***

El final de este largo proceso está dedicado a quienes incansablemente estuvieron conmigo, alentándome, levantándome, queriéndome y creyendo en mí, aún cuando yo me había abandonado. A mi familia, quienes me mostraron e iluminaron el camino. Sin ellos estas páginas nunca se habrían concretado.

*Con amor para Alejandro, Camilo y María Eugenia.*

## Agradecimientos

El desarrollo de esta tesis fue posible gracias a CONICYT (Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica de Chile) y a la beca de Doctorado del Programa de Capital Humano Avanzado, otorgada a la autora de esta investigación. Agradezco también a la beca de finalización de tesis entregada por el CEGA (Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes), la cual fue fundamental para la culminación de esta tesis. Al programa de Hidrogeología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile por el apoyo económico para la realización de dataciones, las cuales son fundamentales en los resultados de la presente investigación. Al Programa de Postgrado del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, quienes creyeron en mis capacidades y en mi proyecto de investigación y permitieron que fuera la primera profesional externa a Geología en ingresar al Programa de Postgrado.

Agradezco también a mi profesor guía Gabriel Vargas Easton, por sus invaluable aportes científicos, su paciencia y voluntad de terminar este largo camino juntos. Al Doctor José Luis Antinao, quien fue fundamental en campañas de terreno, extracción y procesamiento de muestras, cuyos resultados son los primeros datos de la zona subtropical de Los Andes centrales y constituyen aportes inéditos para la comprensión de los paleoambientes durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. A Sergio Sepúlveda y Sofía Rebolledo por apoyarme en los inicios del postgrado. A los profesores Reynaldo Charier y Francisco Hervé, los mejores geólogos del mundo que siempre tuvieron consejos enriquecedores para mi investigación.

Son muchos los amigos que han estado a mi lado en este recorrido, geólogos, geógrafos, y amigos a quien debo agradecer. A mis amigos del corazón quienes me acompañaron en este camino, Maritza Acuña por las largas conversaciones, oreja y corazón puestos en este largo proceso, sin tu empeño mi permanencia en el programa no hubiera sido posible. A Rodrigo Luca quien no sólo me apoyó en temas meteorológicos sino también en la vida misma, no eres corazón de cuarzo, lo comprobé empíricamente!. Feña López y Millarca Valenzuela dos pilares fundamentales durante estos 8 años. Pablo Sarricolea, colega, compañero y amigo, tus aportes en materias científicas han sido fundamentales en el desarrollo de esta tesis, así como tus consejos, los que fueron de gran ayuda en momentos de flaqueza. A Mauricio "Mauro" Calderón, el mejor! gracias a que desinteresadamente me prestaste tu computador es que pude terminar el doctorado. A José Manuel "Chiclo" Lattus por tu ayuda y conocimientos puestos a disposición del logro de este trabajo, tu acogida y apoyo fueron indispensables para terminar!

A la Pita (María Pía Rodríguez) por apañarme en todo, a la Susy amiga del alma por tu compañía y amor infinitos. A la Vale Flores, por su permanente buena onda. A mis compañeros del postgrado: Pamela Jara, Checho Calderón, Violeta Tolorza, Fernanda y Javier Álvarez, Fernando "Pana" Martínez, Rodrigo Rauld por todos tus consejos y buenísima onda y voluntad. A mis compañeros de FCFM Sebastián Fernández y Claudio Bravo, colaboradores anónimos en esta investigación.

A mis amigos de la vida, María José Ramírez gracias por toda tu comprensión, amor y sinceridad, Antonella Barba (Q.D.E.P) por tu ayuda en la postulación al postgrado, a Felipe Ulloa por tus logísticas en la FAU para ingresar a Geología, a la Sole Rivadeneira por toda tu compañía.

A mi familia, Alejandro y Camilo quienes me han acompañado valientemente en los vaivenes temperamentales y científicos, quienes fueron mi luz en los momentos más oscuros. A mi mamá quien me enseñó el significado de fortaleza y voluntad y acompañó al Cami siendo su segunda mamá cuando yo no pude estar. A mi hermano Eugenio por querernos.

A todos quienes me han acompañado en estos 8 años gracias por estar!!!!

## Tabla de Contenido

|         |   |    |
|---------|---|----|
| 1.      | Introducción.....   | 1  |
| 1.1     | Introducción.....   | 1  |
| 1.2     | Área de estudio .....   | 2  |
| 1.3     | Marco Teórico.....  | 3  |
| 1.4     | Altura de la Línea de Equilibrio glaciar ELA.....                 | 6  |
| 1.5     | Zonación glaciar y marcadores geomorfológicos.....                | 10 |
| 1.6     | Condicionantes climáticas en la posición de la ELA .....          | 12 |
| 1.7     | Antecedentes de glaciaciones en Los Andes frente a Santiago ..... | 14 |
| 1.8     | Marco Geológico .....   | 18 |
| 1.8.1   | Rocas Estratificadas.....   | 18 |
| 1.8.1.1 | Formación Nieves Negras.....                                      | 18 |
| 1.8.1.2 | Formación Río Colina .....  | 18 |
| 1.8.1.3 | Formación Río Damas .....   | 19 |
| 1.8.1.4 | Formación Lo Valdés .....   | 19 |
| 1.8.1.5 | Formación Colimapu .....  | 20 |
| 1.8.1.6 | Formación Abanico .....   | 20 |
| 1.8.1.7 | Formación Farellones .....  | 21 |
| 1.8.1.8 | Unidad Volcánica Antigua .....                                    | 21 |
| 1.8.1.9 | Unidad Volcánica Nueva.....                                       | 22 |
| 1.8.2   | Depósitos No Consolidados .....                                   | 22 |
| 1.8.2.1 | Depósitos fluviales, fluvioglaciales y aluviales.....             | 22 |
| 1.8.2.2 | Depósitos lacustres .....   | 22 |
| 1.8.2.3 | Depósitos de remociones en masa.....                              | 22 |
| 1.8.2.4 | Depósitos coluviales .....  | 23 |
| 1.8.2.5 | Depósitos glaciales .....   | 23 |
| 1.8.3   | Rocas Intrusivas.....   | 23 |
| 1.8.3.1 | Intrusivos del Mioceno Inferior .....                             | 23 |
| 1.8.3.2 | Intrusivos del Mioceno Superior.....                              | 24 |
| 1.8.4   | Estructuras .....   | 24 |
| 1.9     | Planteamiento Conceptual.....                                     | 26 |
| 1.10    | Hipótesis.....  | 28 |
| 1.11    | Objetivos.....  | 28 |
| 1.11.1  | Objetivo General:.....  | 28 |

|         |  |     |
|---------|--|-----|
| 1.11.2  | Objetivos Específicos: .....   | 28  |
| 2.      | Metodología.....   | 29  |
| 2.1     | Análisis histórico de la posición de los glaciares .....   | 29  |
| 2.1.1   | Aplicación de índices normalizados .....   | 33  |
| 2.1.1.1 | Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NDSI).....  | 33  |
| 2.1.1.2 | Índice de Diferencia Normalizada Glaciar (NDGI) .....  | 36  |
| 2.1.1.3 | Índice de Diferencia Normalizada de Nieve y Hielo (NDSII-2) .....  | 37  |
| 2.1.1.4 | Índice de Diferencia Normalizada de IMD y sombra (IMD+Shadow) .....  | 39  |
| 2.1.2   | Validación .....   | 40  |
| 2.1.3   | Análisis climático .....   | 40  |
| 2.2     | Identificación de rasgos geomorfológicos asociados a la posición de los glaciares .....                      | 41  |
| 2.3     | Estimación de la ELA en el período histórico con datos meteorológicos y sensores remotos .....               | 42  |
| 2.4     | Determinación de la posición de los máximos avances de los glaciares durante el Pleistoceno tardío.....      | 44  |
| 2.5     | Estimación de paleo-ELA's durante el Pleistoceno tardío-Holoceno .....                                       | 45  |
| 2.6     | Comparación espacial y temporal de los factores que condicionan la ELA .....                                 | 48  |
| 2.6.1   | Dataciones.....  | 48  |
| 2.6.1.1 | Datación OSL .....   | 48  |
| 2.6.1.2 | Datación mediante isótopos cosmogénicos.....   | 50  |
| 3.      | Resultados Históricos.....   | 55  |
| 3.1     | Análisis histórico de la posición de los glaciares y estimación de la Altura de la Línea de Equilibrio ..... | 55  |
| 3.2     | Aplicación de Índices Normalizados.....  | 56  |
| 3.3     | Validación .....   | 67  |
| 3.4     | Estimación de Alturas de Líneas de Equilibrio (ELA's) .....  | 69  |
| 3.5     | Análisis Climático .....   | 74  |
| 4.      | Resultados Geomorfológicos y Geocronológicos.....  | 82  |
| 4.1     | Antecedentes geomorfológicos y paleoclimáticos de los sistemas glaciales en Los Andes Subtropicales .....    | 82  |
| 4.2     | Sistema Glacial de San Gabriel .....   | 85  |
| 4.2.1   | Análisis morfoestratigráfico del Sistema Glacial de San Gabriel.....   | 85  |
| 4.2.2   | Geocronología del Sistema Glacial de San Gabriel.....  | 92  |
| 4.2.3   | Implicancias Paleoclimáticas del Sistema Glacial de San Gabriel .....  | 95  |
| 4.3     | Sistema Glacial de La Engorda.....   | 99  |
| 4.3.1   | Análisis morfoestratigráfico del Sistema Glacial de La Engorda .....   | 99  |
| 4.3.2   | Geocronología del Sistema Glacial de La Engorda .....  | 115 |

|   |     |
|---|-----|
| 4.3.3 Implicancias Paleoclimáticas del Sistema Glacial de La Engorda..... | 122 |
| 5. Estimación de ELA's del Pleistoceno tardío en el río Volcán.....       | 125 |
| 5.1 Introducción .....  | 125 |
| 5.2 Estimación de ELA's y Paleo-ELA's y comparación de métodos .....      | 126 |
| 5.2.1 Método AAR (" <i>Accumulation Area Ratio</i> ") .....               | 126 |
| 5.2.2 Método AABR (" <i>Area-Altitud Balance Ratio</i> ") .....           | 132 |
| 5.2.3 Método THAR (" <i>Terminus Headwall Altitude Ratio</i> ") .....     | 137 |
| 5.2.4 Comparación de métodos .....  | 139 |
| 5.3 Implicancias paleoclimáticas .....                                    | 140 |
| 6. Conclusiones .....   | 154 |
| 7. Bibliografía.....  | 157 |
| 8. Anexos.....  | 172 |



## Lista de Anexos

Anexo A: Presentación Poster Aceptada en PAGES 2014.

Anexo B: Presentación Aceptada en GEOSUR 2013

Anexo C: Presentación en XIII Congreso Geológico Chileno 2012.

Anexo D: Sección de Metodología de Datación  $^{14}\text{C}$  y OSL

## Índice de Tablas

|   |     |
|---|-----|
| Tabla 1: Información de sensores remotos utilizados: fecha de adquisición, imagen, resolución, columna y fila de referencia.....  | 30  |
| Tabla 2: Rangos de longitudes de onda y ancho de bandas espectrales y reflectancia de los diferentes sensores (en $\mu\text{m}$ ).....  | 34  |
| Tabla 3: Valores de umbrales para la discriminación de clases o poblaciones aplicados a los índices normalizados NDSI, NDGI y NDSII-2 para cada escena analizada.....   | 35  |
| Tabla 4: Índices espectrales normalizados NDSI, NDGI y NDSII-2, técnicas de extracción de información para el mapeo de coberturas supraglaciales desde sensores remotos y fuentes bibliográficas asociadas.....   | 39  |
| Tabla 5: Información de Estaciones meteorológicas Quinta Normal y El Yeso, consideradas para el análisis climático.....   | 41  |
| Tabla 6: Razones AAR sugeridas en la literatura científica.....   | 46  |
| Tabla 7: Área en $\text{km}^2$ de clases correspondientes a las coberturas supraglaciales definidas para las escenas analizadas, considerando además el promedio ( <i>Mean</i> ), desviación estándar ( <i>Desv</i> ) y coeficiente de variación ( <i>CV</i> ).....   | 57  |
| Tabla 8: Área en porcentaje de clases correspondientes a las coberturas supraglaciales definidas para las escenas analizadas.....   | 58  |
| Tabla 9: Matriz de validación ( <i>Confusion Matrix</i> ), porcentajes de precisión en la clasificación y validación de coberturas supraglaciales para las escenas analizadas.....  | 68  |
| Tabla 10: Estimación de la Altura Línea de Equilibrio (ELA) utilizando el método de Índices de Diferencias Normalizadas en imágenes satelitales Landsat para las escenas analizadas.....  | 70  |
| Tabla 11: Tendencias climáticas anuales y estacionales en las estaciones Quinta Normal y El Yeso para el período 1964-2015. Se presenta la estación y temporada analizada; la pendiente de Sen correspondiente a la tendencia de los datos de la serie, los que pueden presentar tendencias positivas (aumentos) o negativas (disminuciones); el valor-p o <i>p-value</i> correspondiente a la significancia estadística de los resultados, el valor-p o <i>p-value</i> se convierte a % de confianza; las anomalías correspondientes a los rangos entre los cuales se presentan las variaciones de las tendencias..... | 75  |
| Tabla 12: Tendencias climáticas anuales en la estación Quinta Normal para el período 1911-1963. La pendiente de Sen corresponde a la tendencia de los datos de la serie, los que pueden presentar tendencias positivas (aumentos) o negativas (disminuciones); el <i>p-value</i> corresponde a la significancia estadística de los resultados.....  | 76  |
| Tabla 13: Estimación de la Altura de la Línea de Equilibrio (ELA) utilizando el método matemático de Condom et al. (2007) para 3 escenas analizadas.....  | 80  |
| Tabla 14: Edades $^{14}\text{C}$ y calibraciones del sistema glacial de La Engorda.....   | 118 |
| Tabla 15: Sitios de muestreo y litología de bloques datados con método $^{36}\text{Cl}$ en sistema glacial La Engorda.....  | 119 |
| Tabla 16: Edades método $^3\text{He}$ en sistema glacial La Engorda.....  | 121 |
| Tabla 17: Estimación de ELA's aplicando el método AAR con diferentes relaciones de área de Acumulación y Ablación (0,60-0,65 y 0,67) para las cuencas paleoglaciales Volcán y La Engorda.....   | 129 |
| Tabla 18: Estimación de ELA's aplicando el método AABR con diferentes relaciones de equilibrio o Balance Ratio [ <i>BR</i> ], considerando diferentes proporciones de área de Acumulación y Ablación o proporciones 0,60 y 0,65, para las cuencas paleoglaciales Volcán y La Engorda.....   | 134 |

|   |     |
|---|-----|
| Tabla 19: Estimación de ELA's aplicando el método THAR con diferentes proporciones de área de Acumulación y Ablación o proporciones 0,60 y 0,50, para las cuencas paleoglaciales Volcán y La Engorda..... | 137 |
| Tabla 20: Comparación de métodos de estimación de ELA's para las cuencas paleoglaciales Volcán y La Engorda.....  | 139 |

## Índice de Figuras

|   |    |
|---|----|
| Figura 1: Área de estudio. En línea negra límite de subcuenca el Volcán, cajón del Maipo.....   | 2  |
| Figura 2: Distribución latitudinal y longitudinal de las ELA's entre los 30° y los 36°S (Brenning et al., 2005).....  | 7  |
| Figura 3: Cálculo ELA's entre los 16° y los 55°S (Carrasco et al., 2008).....   | 7  |
| Figura 4: Distribución longitudinal de las ELA's en la transecta valle del río Aconcagua-río Mendoza (Espizúa, 2002).....   | 8  |
| Figura 5: Zonas glaciales, procesos y mecanismos de transporte de sedimentos asociados (Pedraza, 1996).....   | 10 |
| Figura 6: Avances glaciales asincrónicos del Pleistoceno tardío-Holoceno en el Hemisferio Sur (Zech et al., 2008).....  | 12 |
| Figura 7: Impacto de un aumento en la Altura de Línea de Equilibrio ELA en dos glaciares de valle, con diferentes gradientes. El impacto de un cambio en la ELA es mayor en el glaciar de valle B debido a que tiene un gradiente más plano y un ascenso en la línea de equilibrio afectará un área mayor de su superficie. [Modificado de Kerr (1993), Figura 4, p.335]..... | 13 |
| Figura 8: Mapa Geológico Regional (33°30'-34°0'S y 70°0'-70°45'W). Fock (2005).....   | 25 |
| Figura 9: Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales. Modificado de Keshir et al. (2009).....  | 30 |
| Figura 10: Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales que incluye dos umbrales para el índice NDSII-2. Modificado de Keshir et al. (2009).....   | 31 |
| Figura 11: Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales incluyendo discriminación de sombra y aplicación de índice IMD+Shadow. Modificado de Keshir et al. (2009).....   | 32 |
| Figura 12: Curvas Espectrales para las diferentes clases para los años 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.....   | 33 |
| Figura 13: Histogramas de Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NDSI) para los años: 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.....  | 35 |
| Figura 14: Histogramas Índice de Diferencia Normalizada Glaciar (NDGI) para los años: 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.....  | 37 |
| Figura 15: Histogramas Índice de Diferencia Normalizada de Nieve y Hielo (NDSII-2) para los años: 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.....  | 38 |
| Figura 16: Reconstrucción de paleo-ELA a través del método MELM. (Nesje & Olaf, 2000).....  | 42 |
| Figura 17: Gráfico de barras correspondiente a los kilómetros cuadrados (km <sup>2</sup> ) de las coberturas supraglaciales definidas para las imágenes analizadas.....   | 58 |
| Figura 18: Gráfico de barras correspondiente a los porcentajes (%) de las coberturas supraglaciales definidas para las imágenes analizadas.....   | 59 |
| Figura 19: Gráfico de línea correspondiente al área total (km <sup>2</sup> ) de cobertura supraglacial para las imágenes analizadas.....  | 59 |
| Figura 20: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 1989 en la cuenca del río Volcán.....  | 61 |
| Figura 21: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 1999 en la cuenca del río Volcán.....  | 62 |
| Figura 22: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2007 en la cuenca del río Volcán.....  | 63 |
| Figura 23: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2013 en la cuenca del río Volcán.....  | 64 |
| Figura 24: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2014 en la cuenca del río Volcán.....  | 65 |

|  |    |
|--|----|
| Figura 25: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2015 en la cuenca del río Volcán.....   | 66 |
| Figura 26: Gráfico de barras correspondiente a los porcentajes de validación de 5 clases, 4 de ellas correspondientes a coberturas supraglaciales de las escenas analizadas.....   | 67 |
| Figura 27: Vista en 2D de la delimitación de las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA) para los años 1989 y 1999 en el glaciar localizado en la pared oeste del volcán San José, a través de la aplicación del método de Índices de Diferencia Normalizada.....  | 71 |
| Figura 28: Vista en 2D de la delimitación de las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA) para los años 2007 y 2013 en el glaciar localizado en la pared oeste del volcán San José, a través de la aplicación del método de Índices de Diferencia Normalizada.....  | 72 |
| Figura 29: Vista en 2D de la delimitación de las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA) para los años 2014 y 2015 en el glaciar localizado en la pared oeste del volcán San José, a través de la aplicación del método de Índices de Diferencia Normalizada.....  | 73 |
| Figura 30: Comportamiento de los períodos de ablación de las escenas analizadas, considerando la sumatoria de los días con temperaturas mínimas < 0°C (grados días de congelamiento). El período 1988-1989 y 2013-2014 concentran la mayor cantidad de días con temperaturas mínimas < 0°C. Elaboración propia.....  | 77 |
| Figura 31: Comportamiento de los períodos de ablación de las escenas analizadas, considerando la sumatoria de los días con temperaturas mínimas > 0°C (grados días de fusión). El período 2006-2007 presenta al final de la época de ablación una menor cantidad de días con temperaturas mínimas > 0°C. Elaboración propia.....   | 78 |
| Figura 32: Posición de las ELA's durante el período histórico 1984-2010 calculadas a partir del método de Condom et al. (2007) donde se presentan las líneas de equilibrio calculadas con los datos de temperatura y precipitación de las estaciones Queltehues (línea roja) y El Yeso (línea azul), comparadas con las ELA's calculadas por el DGF de la Universidad de Chile a través del procesamiento de imágenes MODIS (línea verde).....   | 80 |
| Figura 33: Localización y distribución de cuatro sistemas glaciales identificados en el valle de del río Volcán. De este a oeste: sistema de La Engorda, sistema de Baños Colina, sistema de Las Arenas y sistema de San Gabriel.....  | 84 |
| Figura 34: Geomorfología, estratigrafía y geocronología del sistema glacial de San Gabriel. Elaboración propia.....  | 90 |
| Figura 35: Vista panorámica del sistema glacial de San Gabriel. De este a oeste se observan depósitos morrénicos correspondientes al sistema glacial El Yeso, superficie aterrazada, flujo de detritos en la zona media de la superficie aterrazada, depósitos coluviales correspondientes a conos coluviales en las laderas norte del valle, depósitos fluvio-glaciales correspondientes a planicie de lavado ( <i>outwash plain</i> ) dispuestos en terraza, depósito de remoción en masa correspondiente a deslizamiento en ladera norte del valle..... | 91 |
| Figura 36: Sitios de muestreo y edades método OSL, sistema glacial de San Gabriel. Elaboración propia.....   | 92 |
| Figura 37: Lugar de muestreo RM07-01 método OSL, sistema glacial de San Gabriel: a) vista general del depósito correspondiente a la planicie de lavado ( <i>outwash plain</i> ) aterrazada vinculada a los sistemas glaciales del Maipo y Volcán; b) vista de estrato muestreado correspondiente a arenas laminares; c) mecanismo de toma de muestra correspondiente a RM07-01.....  | 93 |
| Figura 38: Lugar de muestreo RM07-02 método OSL, sistema glacial de San Gabriel: a) vista general del depósito correspondiente a la planicie de lavado ( <i>outwash plain</i> ) aterrazada vinculada a   |    |

|   |     |
|---|-----|
| los sistemas glaciales del Maipo y Volcán; b) vista de estrato muestreado correspondiente a arenas laminares; c) mecanismo de toma de muestra correspondiente a RM07-02.....  | 93  |
| Figura 39: Lugar de muestreo RM07-03 método OSL, sistema glacial de San Gabriel: a) vista general del depósito correspondiente a la planicie de lavado ( <i>outwash plain</i> ) aterrizada vinculado al sistema glacial El Yeso; b) vista de estrato muestreado correspondiente a arenas laminadas; c) mecanismo de toma de muestra correspondiente a RM07-03.....  | 94  |
| Figura 40: Contacto unidades morfoestratigráficas glaciales (morrenas y "glaciofluvial") río El Yeso (Ormeño, 2007).....  | 96  |
| Figura 41: Transporte de detritos en los ambientes supraglacial, intraglacial y subglacial. Fuente: Principles of Physical Geology (ed. P. Mc L.D Duff), Chapman & Hallen en Bennett & Glasser (2009).....  | 96  |
| Figura 42: Planta y sección transversal de formas de depósito en zonas intraglaciales y proglaciales. Fuente: en Encyclopedia of Geology (eds R.C. Selley, L.R.M. Cocks & I.R. Plimer), Elsevier, Amsterdam en Bennett & Glasser (2009).....  | 97  |
| Figura 43: Esquema este-oeste del sistema glacial de la Engorda Alta, sistemas morrénicos en los márgenes externos del sistema, al interior del complejo se presentan superficies aterrizadas colgadas inferidas como terrazas. Fotografía vista este hacia el volcán San José, morrenas frontal-lateral (punta de arpón) y superficies aterrizadas colgadas.....   | 100 |
| Figura 44: Detalle de la geomorfología y litología del sistema glacial La Engorda. Elaboración propia.....  | 102 |
| Figura 45: Sistema glacial de La Engorda. Sistema morrénico represando sedimentos finos glaciolacustres de fondo y sedimentos más gruesos correspondientes a planicie aluvial en el techo del depósito. Casillas negras indican localización de calicatas y desarrollo de columnas estratigráficas. Fotografías: Izquierda M2 vista oeste del cordón morrénico 2 (tomada hacia el este del volcán San José); Derecha M1 vista noreste del cordón morrénico 1 (tomada hacia el oeste del valle de Las Arenas)..... | 103 |
| Figura 46: Vista hacia el este del sistema glacial de La Engorda. Se observa el volcán San José y los glaciares actuales en las laderas del edificio volcánico, depósitos de ladera correspondiente a cono o abanico aluvial, conos de coluvio y remociones en masa. Se reconoce una planicie fluvio-glacial con depósitos de baja energía.....   | 104 |
| Figura 47: Vista hacia el oeste del sistema glacial de La Engorda. Se observa el primer cordón morrénico (interno) correspondiente a M1 e incisión fluvial cortando el depósito, se reconocen también depósitos de ladera correspondientes a conos de coluvio y remoción en masa. Se identifica una planicie fluvio-glacial con depósitos de baja energía. En segundo plano, al fondo y como referencia, se observa la remoción en masa de Las Amarillas.....   | 104 |
| Figura 48: Columna estratigráfica M1, primer cordón morrénico, sistema glacial de La Engorda. Elaboración propia.....   | 105 |
| Figura 49: Columna estratigráfica correspondiente al segundo cordón morrénico (exterior) M2, del sistema glacial de La Engorda.....   | 106 |
| Figura 50: a) Depósito de arena media masiva con escasos clastos de grava angulosa y subredondeados [M2-1-30]; b) Depósito lenticular de limo masivo [M2-2-40]; c) Depósito de gravilla a grava subredondeada a angulosa con mala selección [M2-3-100].....   | 106 |
| Figura 51: Marcas de erosión glaciar en bloques del sistema glacial de La Engorda: a) estrías glaciares y marcas lunoides ( <i>crescentic gouges</i> ) que marcan la dirección del flujo de hielo; b) marcas lunoides ( <i>crescentic gouges</i> ) en bloque del lecho del valle glacial evidenciando erosión glaciar y direccionalidad del flujo de hielo.....   | 107 |
| Figura 52: Vista hacia el este del valle de La Engorda, fotografía e interpretación morfológica con dirección hacia el volcán San José.....   | 108 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 53: Calicata sobre planicie fluvio-glacial aguas arriba de los cordones morrénicos de La Engorda. Elaboración propia.....  | 109 |
| Figura 54: Sistema glacial del valle Las Arenas, sistema glacial complejo. De sur a norte depósitos fluvio-glaciales (inferidos), sistema morrénico compuesto (5 cordones) y depósitos morrénicos de fondo (inferidos). De este a oeste zoom zona intermorrénica, área de depósitos glaciofluviales. Elaboración propia.....                              | 112 |
| Figura 55: a) Primer cordón morrénico del sistema glacial del valle Las Arenas; b) Fotografía de calicata en primer cordón morrénico del sistema de Las Arenas. Elaboración propia.....   | 112 |
| Figura 56: Sistema glacial de Las Arenas. Arriba sistema aguas arriba de las morrenas frontales, se observan canales glaciofluviales y depósitos morrénicos de fondo. Abajo se observa el límite entre el dominio glaciofluvial y el dominio fluvio-glacial vista aguas abajo del valle de Las Arenas.....  | 113 |
| Figura 57: Qc Depósitos coluviales; Ql Depósitos lacustres; Qrmd (a) Depósitos de remoción en masa por avalancha de areniscas y conglomerados, fotografía e interpretación de González (2010). Depósitos lacustres formados por el represamiento del río Colina debido a una avalancha de roca a $24.5 \pm 0.4$ <sup>14</sup> C ka BP (Moreno, 1991)..... | 114 |
| Figura 58: Muestras Morrena 1 [M1] a) Depósito oscuro de materia orgánica [M1-C14-15]; b) Depósito limo masivo [M1-C14-20]; c) Depósito lentes de arena fina irregular [M1-C14-46]; d) Depósito limo masivo [M1-C14-49].....  | 116 |
| Figura 59: Muestras Morrena 2 [M2] a) Depósito lenticular de limo masivo [M2-C14-40]; b) Depósito limo [M2-C14-85]; c) Depósito limo masivo con alternancia de depósitos de distinta granulometría desde gravilla a grava con matriz de arena media a gruesa [M2-C14-165].....  | 116 |
| Figura 60: Muestras calicata aguas arriba morrenas La Engorda a) Depósito de limo masivo cohesivo, con lentes escasos de arena fina a media [LE-1]; b) Depósito de lentes de arcilla masiva y arena media con laminación cruzada [LE-2]; c) Depósito de arena fina y limo con estratificación, niveles oscuros de materia orgánica [LE-3].....            | 117 |
| Figura 61: Sitios de muestreo y edades método <sup>36</sup> Cl. Croquis y datos de terreno del sistema glacial de La Engorda. Datos inéditos de este trabajo, elaboración propia.....   | 119 |
| Figura 62: Bloques de muestreo método <sup>36</sup> Cl, sistema glacial de La Engorda. Izquierda conglomerado M1 (ENG-I-1); Derecha brecha M2 (ENG-II-2).....   | 120 |
| Figura 63: Sección estratigráfica del sistema glacial de La Engorda y detalle de la geocronología y métodos de datación. Elaboración propia.....  | 120 |
| Figura 64: Sistema glacial de Las Arenas. Izquierda: Morrena frontal y planicie fluvio-glacial, facies proglacial; Derecha: Sistemas morrénicos y depósitos glaciofluviales, facies subglacial.....   | 124 |
| Figura 65: Método AAR o Accumulation Area Ratio. Modificado de Porter (2001).....   | 126 |
| Figura 66: Tipos de curvas hipsométricas: 1 curva convexa, 2 curva sinusoidal, 3 curva cóncava (modificado de Keller & Pinter, 1996).....   | 127 |
| Figura 67: Distribución de alturas y porcentaje de área sobre los rangos altitudinales definidos, representados a través de las curvas hipsométricas en las cuencas paleoglaciales de El Volcán (curva azul) y La Engorda (curva roja).....   | 129 |
| Figura 68: Estimación de ELA's utilizando el método AAR considerando proporciones de 0,60 - 0,65 - 0,67 entre el área de acumulación y área total. Las curvas hipsométricas de las cuencas paleoglaciales de El Volcán se representa en la curva azul y La Engorda corresponde a la curva roja.....   | 130 |
| Figura 69: Comparación de posiciones de ELA's, en azul Altura de Líneas de Equilibrio moderna, en rojo posición de ELA durante el LGM, en verde estimación de ELA durante al LLLGM, utilizando  |     |

|  |     |
|--|-----|
| el método AAR considerando razones de 0,60 - 0,65 - 0,67 entre el área de acumulación y área total.....  | 131 |
| Figura 70: Reconstrucción de áreas de acumulación y ablación considerando diferentes proporciones (ratios) para el cálculo de las relaciones de equilibrio (BR). a) Paleoglaciario Volcán considerando razón 0,65 en violeta área de acumulación, en calipso área de ablación; b) Paleoglaciario Volcán considerando razón 0,60 en violeta área de acumulación, en calipso área de ablación; c) Paleoglaciario La Engorda considerando razón 0,65 en amarillo área de acumulación, en calipso área de ablación; d) Paleoglaciario La Engorda considerando razón 0,60 en amarillo área de acumulación, en calipso área de ablación..... | 133 |
| Figura 71: Estimación de ELA's utilizando método AABR para paleoglaciares La Engorda (arriba) y Volcán (abajo). Diferentes ELA's calculadas a partir de proporciones de 0,60 y 0,65 entregan como resultado variaciones de 100 metros para cada relación Acumulación/Ablación.....   | 135 |
| Figura 72: Comparación de posiciones de ELA's, en azul Altura de Líneas de Equilibrio moderna, en rojo posición de ELA durante el LGM, en verde estimación de ELA durante al LLGM, utilizando el método AABR considerando proporciones 0,60 - 0,65 entre el área de acumulación y área total.....  | 136 |
| Figura 73: Esquema del método THAR (Terminus Headwall Altitude Ratio). Modificado de Porter (2001).....  | 137 |
| Figura 74: Comparación de posiciones de ELA's, en azul Altura de Líneas de Equilibrio moderna, en rojo posición de ELA durante el LGM, en verde estimación de ELA durante al LLGM, utilizando el método THAR considerando proporciones 0,50 - 0,60 entre el área de acumulación y área total.....  | 138 |
| Figura 75: Estratigrafía glacial del valle del río Grande y correlación tentativa de la secuencia glacial con la del valle del Mendoza. Espizua & Bigazzi (1998).....  | 140 |
| Figura 76: Comparación entre reconstrucciones de testigos de hielo de Groenlandia (GISP2) y reconstrucción de sedimentos marinos de Cariaco, costa venezolana. Se observa concordancia entre ambos proxys demostrando el carácter hemisférico del YD (Boes & Fagel, 2008).....   | 142 |
| Figura 77: Comparación de testigos de hielo de Groenlandia (arriba en negro) y Antártica (abajo en verde) evidencia anticorrelación en el tardiglacial, más notorio para el Younger Dryas (Labeyrie et al., 2003).....   | 143 |
| Figura 78: Mapa resumen de las investigaciones y asociaciones a eventos <i>Younger Dryas</i> y/o <i>Antarctic Cold Reversal</i> o sin asociación (Bravo & Herrera, 2012).....  | 144 |
| Figura 79: Resumen de las condiciones paleoclimáticas del Pleistoceno tardío-Holoceno considerando datos de Lamy et al. (1999) y Stuut & Lamy (2004) para la reconstrucción del índice de humedad de la Costa en el Norte y Centro de Chile, Valero-Garcés et al. (2005) para la reconstrucción de indicadores lacustres de Chile Central, Espizua & Bigazzi (1998) para la reconstrucción de avances glaciales en Los Andes de Argentina y datos de la presente investigación para la reconstrucción de avances glaciales en Los Andes de Chile. Elaboración propia.....  | 149 |
| Figura 80: Respuesta de las ELAs frente a la variabilidad climática actual. A) y C) variabilidad interanual (a $1\sigma$ ) de la temperatura media anual y la precipitación media anual a través de Los Andes. B) y D) distribución latitudinal de la respuesta de las ELAs a un incremento de $1\sigma$ en la temperatura media anual y el total de precipitación anual (Sagredo et al., 2014).....   | 152 |
| Figura 81: Respuesta de las ELAs frente a los cambios en precipitación y temperatura estratificados por regímenes climáticos. A) Cambio de la ELA frente a un incremento de 1 metro en la precipitación media anual. B) Cambio de la ELA frente a un incremento de $1^{\circ}\text{C}$ en la temperatura. Los círculos representan la respuesta media de las ELAs para cada grupo climático. Las barras de error corresponden a $1\sigma$ de la media (Sagredo et al., 2014).....  | 152 |



# 1. Introducción

---

## 1.1 Introducción

A escala del Cenozoico, en los últimos 65 millones de años, la presencia de casquetes de hielo en el planeta no ha sido continua, e incluso el desarrollo de mantos de hielo o *ice sheets* asociados a sucesiones de períodos glaciales ha estado restringido a unos pocos millones de años y particularmente a partir del Pleistoceno medio (Zachos et al., 2001; Ruddiman, 2008). Las evidencias de glaciaciones son ampliamente estudiadas no sólo por su implicancia paleoclimática global, sino también en relación a temas contingentes como disponibilidad de agua dulce o aumento en el nivel del mar.

La presencia (y/o ausencia) de extensos mantos de hielo sobre continentes y océanos en el planeta se ha vinculado a paleo-variaciones del nivel de mar observados a través de proxies paleoclimáticos como el  $\delta^{18}\text{O}$  medido a partir de sedimentos marinos o de testigos de hielo y del estudio de los corales. Las implicancias de estas condiciones marco-globales pueden ser confirmadas a través de reconstrucciones geomorfológicas y glaciomorfológicas mediante la identificación de depósitos típicos de avances de hielo como las morrenas, la datación de los materiales componentes de estos depósitos y mediante la reconstrucción de las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA, por su sigla en inglés *Equilibrium Line Altitude*). Las ELA's son líneas (imaginarias) que dividen la zona de acumulación y la zona de ablación/fusión de un glaciar y por tanto se definen en función del régimen climático del momento en el que se estableció.

Diversas investigaciones han documentado que los avances glaciares no han sido sincrónicos en todo el mundo, ni tampoco a lo largo de la cordillera de Los Andes; es más Zech et al. (2008) identifican avances asincrónicos entre los 15°-40°S en esta última, y los vinculan a un aumento de precipitaciones, pues las tendencias (positivas o negativas) de variación de temperatura han sido de escala hemisférica. Del mismo modo, Espizúa (1999) observa marcadores glaciares entre los 32°-36°S que revelan avances previos LGM (Último Máximo Glacial, por sus sigla en inglés *Last Glacial Maximum*), LGM y posterior al LGM o tardiglacial, incluso en algunos casos con edades tan jóvenes que se han calificado como neoglaciales (Espizúa, 2004 y 2005). Investigaciones realizadas en el marco de este trabajo corroboran la asincronía de los avances de los glaciares en Chile central; dataciones con métodos OSL (*Optically Stimulated Luminiscense*) en depósitos de origen glacial del sector de San Gabriel han arrojado edades entre 45 y 36 ka BP (Ormeño, 2007; Rauld, 2011; este trabajo), lo que confirma el rango de avance postulado por Zech et al. (2008) de 40 a 35 ka BP, así como un LLGM temprano (o Máximo Avance Glacial Local, por sus siglas en inglés), durante el Pleistoceno tardío. Todos los avances están acompañados de un descenso en la Altura de la Línea de Equilibrio (ELA), que se estima puede haber sido hasta 1000 metros más baja que la actual (Chiu, 1991; Clapperton, 1994; Espizúa, 2002; Ruddiman, 2008) durante el LGM, lo que estaría directamente relacionado a cambios en las áreas de acumulación y ablación.

La geomorfología glacial de Los Andes subtropicales de Chile central se encuentra en general muy poco estudiada, siendo ésta un área de gran interés tanto desde la perspectiva del conocimiento científico de base en relación a los avances y retrocesos glaciales y su vínculo con la evolución del clima a distintas escalas temporales, como también en relación al impacto hidrológico de estos procesos. Por otro lado, el área se localiza a pocos kilómetros frente a Santiago con excelentes afloramientos, buenos accesos y condiciones meteorológicas estables que generan condiciones ideales para el desarrollo de esta investigación.

## 1.2 Área de estudio

El trabajo se desarrolla en la subcuenca del río Volcán, afluente del río Maipo, localizada en la zona alta de la cuenca del Maipo desde los ~1200 m s.n.m a los ~5900 m s.n.m y entre los 33°40' latitud sur y 70°13' longitud oeste y los 33°57' latitud sur y los 69°50' longitud oeste. El límite este del área de estudio posee como hitos al volcán San José y el cerro Marmolejo, cumbre máxima de la subcuenca; en su zona distal, el río Volcán desemboca en la confluencia entre los ríos Maipo y El Yeso cerrando la subcuenca en este punto (Figura 1).

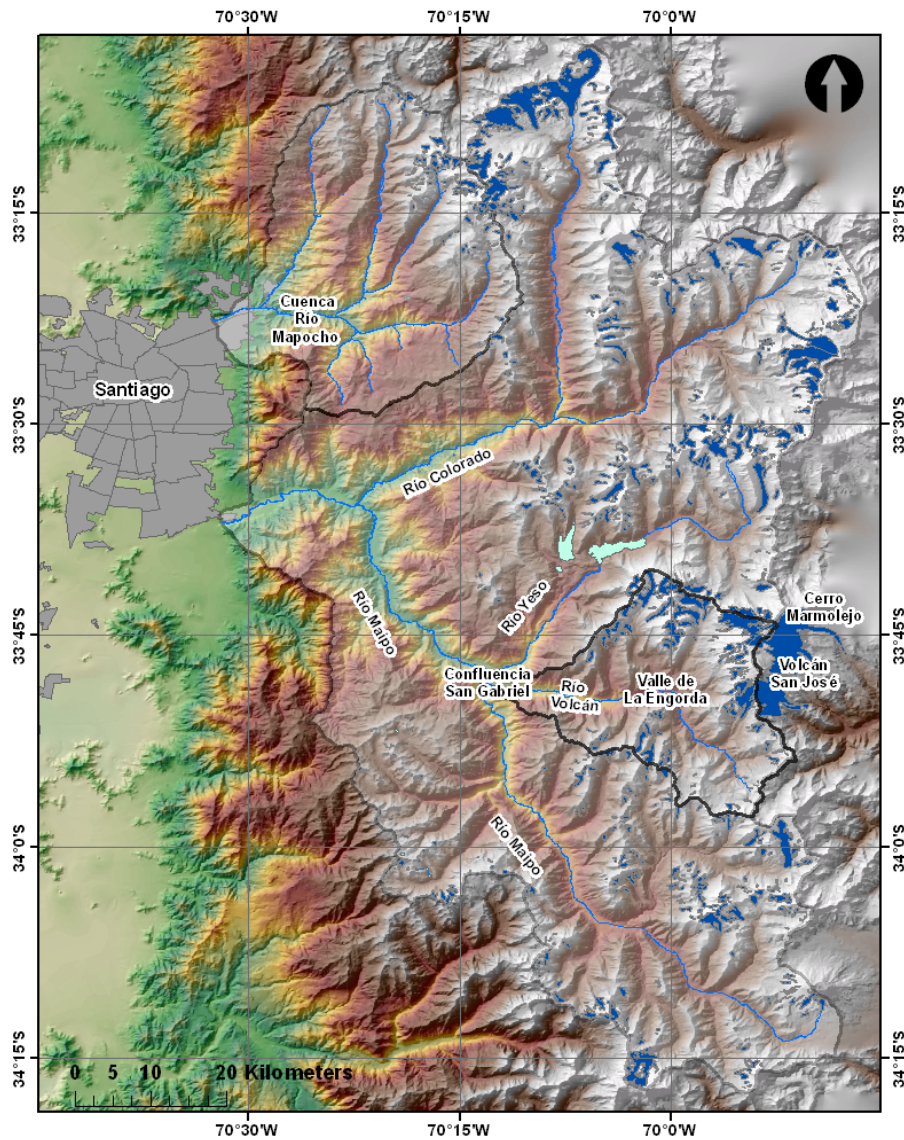


Figura 1: Área de estudio. En línea negra límite de subcuenca el Volcán, cajón del Maipo.

En el contexto morfológico el área pertenece a lo que Ormeño (2007) denominó *Dominio de Alta Cordillera* o DAC; "el DAC forma una franja NS, cuyo borde occidental es la confluencia de los ríos Yeso y Volcán con el Maipo, y su borde oriental es la frontera Chile-Argentina. Este dominio se caracteriza por presentar altos valores de gradientes, y por poseer importantes estructuras, como es el caso de la falla Yesillo Chacayes (Baeza, 1999), falla El Diablo (Fock, 2005), y parte de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Giambiani, 2003; Fock, 2005)". Específicamente el área de estudio se localiza en el DAC2, el que "presenta por sobre todo unidades glaciales, fluvio-glaciales y coluviales".

### 1.3 Marco Teórico

Actualmente, los sistemas glaciales son estudiados en el marco del cambio climático debido a la respuesta sensible de los cuerpos de hielo ante variaciones de factores regionales como las precipitaciones y las temperaturas, como también la radiación solar y la topografía.

El actual comportamiento de los glaciares a nivel planetario se ha vinculado a la tendencia de calentamiento global desde 1950, con un incremento de las temperaturas tal, que las temperaturas actuales sean las más altas de los últimos 10,000 años (IPCC, 2007; Bown et al., 2008; CECS, 2009). Bajo este escenario, consecuencias como el ascenso de la isoterma 0°C y el aumento de la altitud de la línea de nieve en Los Andes se ha vinculado al retroceso de los frentes y pérdidas de volumen en la mayoría de los glaciares (Bown et al., 2008; CECS, 2009).

La situación climática de los Andes de Chile central es tal que se presentan inviernos húmedos con precipitaciones asociadas a la mayor influencia invernal de los sistemas frontales provenientes de latitudes medias (*Westerlies*) y veranos secos relacionados al bloqueo de éstos por una celda de alta presión sobre el Océano Pacífico sureste que se presenta en forma semi-permanente (Anticiclón del Pacífico Suroriental). Se observa que los glaciares de Chile central son del tipo templado, lo que significa que toda su masa se encontraría cercana al punto de fusión, y en algunos casos en el punto de fusión.

Lo anterior permite esperar que los glaciares sean altamente sensibles a variaciones en las precipitaciones debido a que histórica y geológicamente han estado sometidos a altas temperaturas al menos toda una temporada, correspondiente a la temporada estival donde no se presentan tormentas, salvo algunas excepciones puntuales.

Por su parte, la influencia de factores climáticos como la circulación oceánica regional (Sistema de Humbolt), moderan el impacto de los cambios climáticos globales en los glaciares andinos y por ende la variación en los cuerpos de hielo (Bown et al., 2008; CECS, 2009). Por ejemplo, se han observado gradientes de temperatura regional tanto de sur a norte como de oeste a este, lo que dificulta determinar patrones homogéneos regionales de comportamiento de cuerpos glaciares; además, las precipitaciones han registrado un descenso general durante el siglo recién pasado, aunque las anomalías océano-climáticas asociadas a ENSO (El Niño Oscilación del Sur) generan impactos diferenciales sobre las precipitaciones en la vertiente occidental andina (CECS, 2009).

La fase cálida del fenómeno ENSO, El Niño Oscilación del Sur, produce una mayor actividad ciclónica del oeste generando mayor precipitación, lo que se traduce en mayor acumulación y por tanto balances positivos en los sistemas glaciares (Agencia Española de Cooperación Internacional, 2007). Esta situación es diametralmente opuesta en los glaciares tropicales donde el mismo fenómeno está marcado principalmente por un aumento en las temperaturas, estimulación de procesos de ablación y consecuentemente balances de masa negativos (Escobar et al., 1995).

A pesar de estas diferencias, la tendencia nacional (y global) revela cambios de las condiciones meteorológicas históricas recientes que han producido balances de masa en general negativos en la mayoría de los glaciares (Rivera et al., 2000). Casos ampliamente documentados son los de Campo de Hielo Norte (CHN) y Campo de Hielo Sur (CHS) en la Patagonia chilena (Rivera et al., 2007).

Estos desequilibrios permanentes observados durante las últimas décadas han motivado investigaciones en torno a los glaciares y su dinámica actual, debido a que se considera que el comportamiento de los glaciares está fuertemente vinculado a la variabilidad climática y por lo tanto, representa un valioso indicador de cambios regionales y globales del clima (Kaiser, 2003).

El grado de plasticidad y deformación que sufre el hielo producto de características propias de su material constituyente y del efecto de su propio peso y gravedad, permiten clasificar a los glaciares como flujos. Estos flujos generan el transporte o transferencia de masa desde sectores con exceso (zonas de acumulación) a zonas con déficit (zonas de ablación). El proceso de transferencia de masa varía dependiendo del balance de masa neto; de esta manera si el balance de masa en un glaciar es positivo la transferencia de masa se traduce en un aumento del espesor, incremento en el volumen y peso, aumento de la velocidad del flujo y por tanto un avance del frente; ahora bien si el balance es negativo, disminuye el espesor, baja el volumen, desciende la velocidad y por tanto retrocede el frente.

Sin embargo, un cambio en el balance tendrá respuestas disímiles dependiendo de variables locales como la topografía (pendiente de la ladera, geometría del lecho rocoso), estado físico del hielo (temperatura a nivel del lecho, cantidad de agua intra y sub glacial) y características de forma (tamaño y espesor del glaciar).

Si un glaciar tiene una zona de acumulación extensa, se localiza en laderas con pendiente fuerte, sobreyace a un lecho rocoso irregular y es templado o temperado (por lo tanto está al punto de fusión), sus respuestas frente a cambios en el balance de masa serán más rápidas y por tanto se consideran cuerpos más sensibles.

Las respuestas glaciares, por tanto, dependen principalmente de la extensión relativa de la zona de acumulación, ya que la variabilidad en la zona de ablación depende de los cambios en la cantidad de masa que se gana o pierde, lo que se relaciona con las proporciones de la zona de acumulación o cuencas de alimentación glaciar. La relación entre el área de acumulación y área total se conoce como AAR (radio/razón del área de acumulación, por sus siglas en inglés).

La aplicación de estos conceptos a escala geológica ha sido recientemente abordada por Lohse et al. (2009) quienes señalaron que uno de los indicadores más útiles para estimar condiciones climáticas es la estimación de la ELA (Altura de Línea de Equilibrio), esta línea permite hacer una reconstrucción cuantitativa de las variaciones climáticas existentes entre los diversos periodos glaciares y no glaciares (Goudies, 2004). De esta manera y mediante la reconstrucción de las líneas de equilibrio a escala geológica y la utilización de métodos como el AAR se pueden estimar condiciones climáticas de precipitación y temperatura durante el LGM (Último Máximo Glacial) y comparar con estadios modernos posteriores al LGM, incluyendo el período histórico.

Klein et al. (1999) utilizaron los descensos en la ELA para calcular de manera simple disminuciones en las temperaturas a través de la aplicación de un modelo estándar de gradientes verticales atmosféricas, la limitante de su aplicación es que no consideran las precipitaciones y por tanto sesga demasiado las condiciones reales.

Wäger (2010) reconoce la reconstrucción de las ELA's como una parte integral de cualquier reconstrucción paleoglaciaria ya que: (i) el clima en la ELA es por sí sólo un tema de interés y (ii) porque el reconocimiento de la posición de la ELA permite calcular el AAR y por tanto rescatar información climática (en este caso, paleoclimática).

Local y actualmente, el monitoreo permanente del glaciar Echaurren, ubicado en la hoya hidrográfica del río Yeso, tributario del río Maipo, realizado por la DGA, entre otros, ha dado como resultado la determinación de la línea de equilibrio a 3800 m s.n.m., la cual presenta variaciones interanuales entre los 3600 a 4000 m s.n.m., que depende fundamentalmente de las precipitaciones, es así como variaciones interanuales en el balance de masa del glaciar Echaurren están vinculados a cambios anuales en la precipitación asociados a eventos ENSO *El Niño* con períodos de retorno de 4 años. Los balances positivos netos durante el período 1975-1993 contrastan con el retroceso generalizado observado en los glaciares de Chile atribuido probablemente a condiciones locales y particulares del glaciar Echaurren (Escobar et al., 1995, Brenning, 2003).

Rivera et al. (2000) reportan durante el período 1989-1999 tendencias a balances de masa negativos, sólo interrumpidos por años Niño 1991/92 y 1997/98. Los efectos ENSO sobre glaciares están ligados principalmente a las precipitaciones y con menor influencia a las temperaturas. Sin embargo, existen diferencias en las tendencias y tasas de retroceso, las que varían de acuerdo a condiciones glaciares locales, es así como, en el glaciar Juncal Sur se observan fusiones de  $\sim 50 \text{ m a}^{-1}$  (1955-1997) lo que contrasta con las tasas de retroceso del glaciar Juncal Norte las que sólo llegan a los  $\sim 4 \text{ m a}^{-1}$ .

Rivera et al. (2000), reportan un aumento de las temperaturas entre 1933-1992 a tasas de 1,3 a 2,0  $^{\circ}\text{C } 100 \text{ a}^{-1}$ , fenómeno acelerado en las últimas 3 décadas con énfasis en las temperaturas mínimas, por su parte las tendencias de mediano y largo plazo de las precipitaciones son menos claras que las de las temperaturas, presentando gran variabilidad interanual en los montos vinculados a eventos ENSO.

Enfriamiento de la superficie de la atmósfera entre 1950-1980 junto con una significativa reducción de las precipitaciones entre 1960-2000, han favorecido la reducción de las áreas glaciares, fenómenos que han sido documentados por Rivera et al. (2000) y que se confirma con las tasas de fusión del Juncal Sur mencionadas con anterioridad.

Estos estudios representan un avance en el conocimiento de los glaciares en la cuenca del río Maipo, para la cual Marangunic (1979) estimó una altura de línea de equilibrio de 3975 m s.n.m.

Si se considera una óptica regional, se deben sumar los datos de Lliboutry (1956) quien determinó la altura media de la línea de equilibrio para el glaciar Juncal, ubicado en el valle del río Aconcagua en la zona cordillerana de la región de Valparaíso, a 4350 m s.n.m. La posición de las ELA's depende entonces de factores adicionales a la precipitación y temperatura como insolación o radiación solar, viento y procesos de distribución y redistribución nival, topografía, pendiente, área y orientación.

Es así como, las características topográficas son determinantes para los análisis glaciares, y condicionan la existencia de cuerpos de hielo ya que: (i) Determina la radiación de onda corta entrante (local) asociada a la ablación directa a través de la sublimación e indirecta a través de la fusión. Este efecto determina el concepto de exposición (solar), donde la orientación de la cuenca o ladera hacia el sur se asociará a una menor incidencia de radiación de onda corta; y (ii)

Determina la exposición del terreno a los vientos predominantes; zonas mayormente glaciadas serán relacionadas con la re-depositación de nieve por la acción de los vientos predominantes. Ambas condiciones se reflejarán en la localización de la ELA.

Lo anterior se robustece con el estudio de Corripio et al. (2007), que sugiere que el modelo de ablación de nieve y hielo para los Andes Centrales semi-áridos (sector del glaciar Juncal Norte) debe utilizar como base modelos de balance de energía donde primen los factores físicos; estos son conocidos como SnowDEM (Show Distributed Energy Balance Model). Estos modelos involucran como uno de los factores principales la influencia de la topografía, los que suman a factores como flujos entrantes y salientes de radiación de onda corta (directa, difusa y reflejada), la radiación de onda larga (que incorpora la radiación termal atmosférica y la emitida desde las pendientes adyacentes), la temperatura superficial y subsuperficial de la nieve, intercambios de flujos turbulentos de calor sensible y latente con la atmósfera.

Por su parte, Pellicciotti et al. (2008) concluyen que el comportamiento de glaciares de los Andes Centrales semiáridos como el Juncal presentan procesos de ablación dominados por la radiación de onda corta entrante y fuerte enfriamiento radiativo de la superficie glaciar, ambos procesos son determinados por cobertura nubosa escasa y humedad relativa baja lo que sumado a precipitaciones cercanas a 0 y variaciones de albedo limitados a la transición nieve-hielo permiten la simplificación del modelo debido a la inexistencia de parametrizaciones de variables como albedo y cobertura nubosa las que presentan fuertes incertezas en los modelos de fusión aplicados en los Alpes.

A escala del Pleistoceno tardío–Holoceno, antecedentes regionales muestran avances diacrónicos de los glaciares subtropicales respecto de los glaciares patagónicos en la vertiente occidental de la cordillera de Los Andes, en particular durante el Último Máximo Glacial como producto de condiciones climáticas distintas (Denton et al., 1999; Zech et al., 2008). Debido a cambios extremos en los máximos estadios glaciales, y considerando un efecto latitudinal importante, se debieran haber generado eventos de retroceso y fusión significativos de los glaciares pleistocenos que han debido tener un impacto sobre la hidrología y los procesos erosivos en las hoyas hidrográficas, contribuyendo a la evolución geomorfológica y tectónica reciente de la cadena andina.

## 1.4 Altura de la Línea de Equilibrio glaciar ELA

Las glaciaciones locales en sistemas montañosos están condicionadas por dos factores principales: (i) factores topográficos, que se asocian a la existencia de sectores propicios para la acumulación de nieve y la generación de procesos de diagénesis (transformación de nieve a hielo) y (ii) factores climáticos como temperatura y precipitación, estos últimos pueden ser asumidos desde la posición de la ELA local.

Considerando sólo los factores climáticos, los trabajos de Masiokas et al. (2006) y Garreau et al. (2008), presentan una alta correlación entre eventos *El Niño*, asociados a anomalías positivas de precipitación invernal entre los 33° y 36°S, y aumentos en la acumulación de nieve en los frentes cordilleranos. Del mismo modo, Brenning et al. (2005) demuestra gráficamente (Figura 2) que los aumentos en las precipitaciones hacia el sur están directamente relacionadas con un descenso en las ELA's; la variación en la posición de las ELA's no sólo tendría un patrón N-S sino también denotaría una marcada diferenciación en su componente E-W.

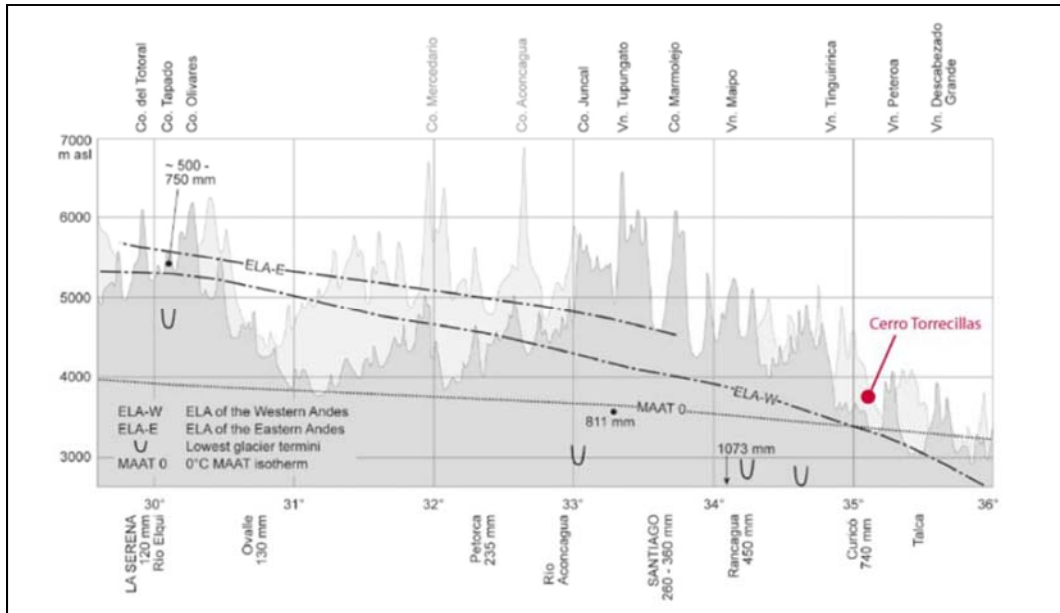


Figura 2: Distribución latitudinal y longitudinal de las ELA's entre los 30° y los 36°S (Brenning et al., 2005).

En general los datos de ELA para el sur de los Andes son bastantes escasos y carecen de un buen control cronológico, aproximaciones matemáticas como las propuestas inicialmente por Fox (1993) y posteriormente mejoradas por Carrasco et al. (2008) desarrollan un modelo empírico que permite reconstruir la línea de equilibrio actual para el sector oeste de los Andes entre los 18°-55°S (Figura 3), el que puede ser replicado con datos actuales ya que considera la temperatura del aire, las precipitaciones y la altura, como parámetros principales. Los resultados obtenidos del modelo de Carrasco et al. (2008) registran ELA's acordes a las calculadas por Condom et al. (2007) al sur de los 27°S.

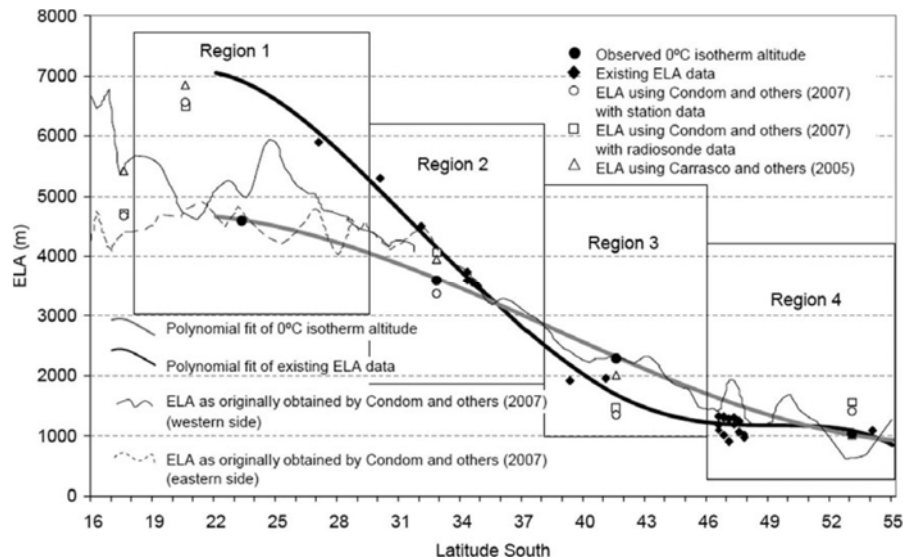


Figura 3: Cálculo ELA's entre los 16° y los 55°S (Carrasco et al., 2008).

Los antecedentes de glaciaciones durante el Pleistoceno tardío - Holoceno en la cordillera de Los Andes han sido estudiadas desde 1950 por Brüggén, quien estableció una zonificación glacio-

morfológica en Chile, basado en evidencias de glaciaciones cuaternarias y glaciares recientes (para 1950), es así como registró 7 regiones desde el norte de Chile hasta el valle del río Aconcagua ( $17^{\circ} 30' - 32^{\circ} 30' S$ ), Región de Santiago ( $32^{\circ} 30' - 37^{\circ} S$ ), Región entre Río Laja y Temuco ( $37^{\circ} - 38^{\circ} 45' S$ ), Región de Los Lagos ( $38^{\circ}45' - 41^{\circ}30' S$ ), Chiloé y Patagonia NW ( $41^{\circ}30' - 46^{\circ} S$ ), Región de Ofqui ( $46^{\circ} - 47^{\circ} S$ ), Patagonia SW y Magallanes (ca.  $47^{\circ} S$ ).

El trabajo de Espizúa (1999) en el valle del río Mendoza a los  $32^{\circ}S$  muestra tres avances principales durante el Pleistoceno, Horcones con edad mínima de  $\sim 15$  ka BP, para Penitentes  $\sim 38 - 40$  ka BP y para Almacenes  $\sim 14-10$  ka BP correspondiente al tardiglacial. Por su parte, el trabajo de Espizúa (2002) (Figura 4), muestra la gradiente longitudinal de las ELA's y paleo-ELA's en Los Andes Subtropicales centrales y de paso presenta la asincronía de los avances glaciares en la zona.

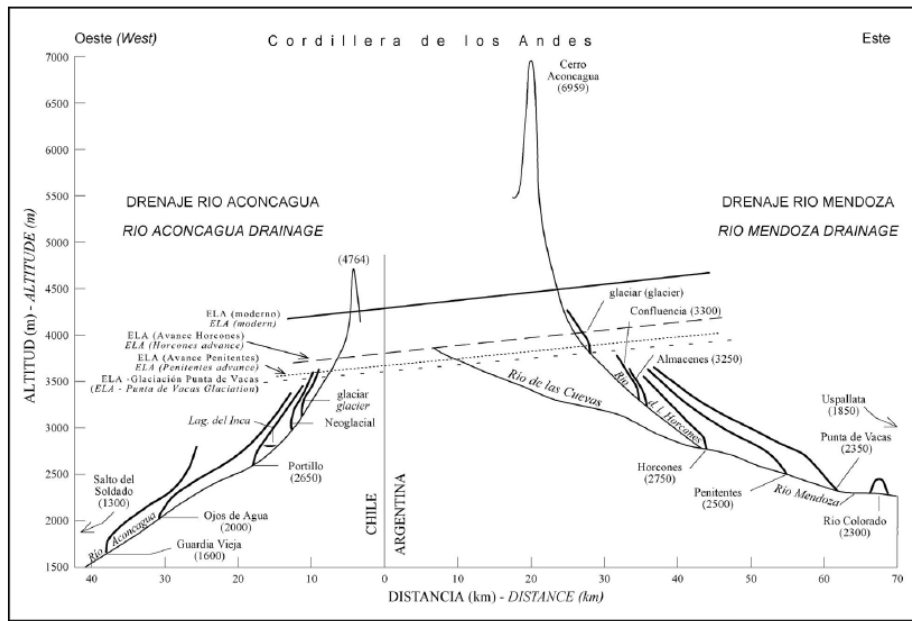


Figura 4: Distribución longitudinal de las ELA's en la transecta valle del río Aconcagua-río Mendoza (Espizúa, 2002).

Más al sur en el valle del río Grande Espizúa (2004) propone tres avances glaciares Valle Hermoso I, II y III. Para el avance Valle Hermoso II se obtuvo una edad mínima de  $\sim 14-16$  ka BP, el avance de Valle Hermoso III se puede correlacionar con la edad de una morrena cercana al *Drift* datada en  $\sim 10,5$  ka BP. De esta manera los avances de Valle Hermoso pueden ser relacionados al MIS4 (Valle Hermoso I), LGM global (Valle Hermoso II) y al tardiglacial (Valle Hermoso III). Estos avances pueden ser correlacionados a los *Drift* Penitentes, Almacenes y Horcones del valle del Aconcagua. Espizúa (2005) encuentra dos avances neoglaciales datados en 4,4 ka BP obtenidos del glaciar el Peñon, este avance estuvo relacionado con la depresión de la ELA en  $\sim 200$  metros en comparación con la actualidad. Sin embargo, Rodbell et al. (2009) advierte que de no existir una edad máxima que limite estos avances, es concebible que estas morrenas pudieran haberse depositado durante el tardiglacial.

Por otra parte, Garleff & Stingl (1984) proponen un avance neoglacial masivo a las 4 ka BP en el valle del Atuel en el lago Sosneado, alcanzando hasta  $\sim 2000$  m s.n.m. Aquí la depresión ELA correspondiente fue  $\sim 600-800$  metros, en comparación con la actualidad. Sin embargo, la ubicación fue revisada y los depósitos fueron atribuidos a deslizamientos de escombros



vulcanogénicos post-glaciales (Gosse & Evenson, 1994), lo que dió lugar a una controversia (Garleff & Stingl 1984) que todavía persiste (Grosjean et al., 2007).

Considerando que ambos estudios son reconocidos y aceptados y que tanto la extensión máxima asignada así como también las dataciones de estos dos avances neoglaciales son exactos, se presenta dos diferentes tipos de glaciaciones, los que debieran haber ocurrido simultáneamente. La glaciación del valle Atuel, a 70 kilómetros NE del glaciar El Peñón, con una cuenca extensa, representaría un avance enorme y tendría asociada una producción de morrenas terminales aproximadamente a la misma altura que los avances Hermoso I y II, los cuales se asocian a MIS4 y MIS2 (Espizua, 2004).

Antecedentes de proxis paleoclimáticos (polen,  $\delta^{18}\text{O}$  y facies sedimentarias) en Laguna Tagua ~ 34°S registran condiciones relativamente húmedas durante períodos glaciales previos a los 43,5 ka cal. BP y desde los ~40 - 21,5 ka BP, lo que implica precipitaciones mayores a los actuales (Valero-Garcés et al., 2005), por su parte, en laguna del Maule (36°S), existe evidencia de una LLGM temprano y un inicio de retroceso del hielo entre ~ 25,6 - 23,3 ka BP (Singer et al., 2000). Estos datos sustentan la existencia de un LLGM en Los Andes subtropicales, gatillado por pulsos húmedos provenientes de la intensificación de los *Westerlies* y por la baja generalizada de las temperaturas durante el período glacial (Zech et al., 2008; Wäger, 2010).

Registros dendrocronológicos en Los Andes centrales de Chile y Argentina, permitieron la reconstrucción de precipitaciones de 712 años, la cual muestra una oscilación centenaria que indica marcadas condiciones secas alrededor de los años 1440 y 1600 AD, por su parte, condiciones húmedas fueron frecuentes en los años 1500, 1650 y particularmente alrededor de 1850 AC. Estas reconstrucciones fueron vinculadas con fluctuaciones glaciares, los resultados revelan coincidencias entre décadas húmedas y secas con avances y retrocesos glaciares respectivamente (Le Quesne et al., 2009). Sin embargo, la serie temporal de estos registros presenta una limitante temporal que sólo permite el análisis de los últimos 1000 años.

Masiokas et al. (2009) amplía latitudinalmente el trabajo Le Quesne et al. (2009); a través de análisis de registros históricos y utilizando métodos radiométricos, dendrocronológicas y/o liquenométricos y datación de anillos de árboles confirman avances glaciales durante la primera mitad del último milenio. Los datos muestran que estos eventos fueron menos extensos que los pulsos máximos asociados a la Pequeña Edad del Hielo o LIA. Nuevamente, la limitada extensión temporal de los registros no permite reconstruir la historia Pleistocena para Los Andes de Santiago.

Los datos anteriores permiten robustecer la idea de Zech et al. (2008) que establece que los glaciares entre los 30° y 40°S tienen avances asincrónicos y que las evidencias de avances antes del LGM global ~40-35 ka BP se debe a una respuesta glaciar asociada a la sensibilidad a las precipitaciones de estos cuerpos ya que durante el LGM las condiciones de temperatura eran bajas en prácticamente todo el planeta. Los cambios en los patrones de precipitación estarían entonces asociados a variaciones en la circulación de los *Westerlies*.

La inexistencia de evidencia geomorfológica de depósitos glaciares al norte de los 27°S podría indicar que el límite norte de los *Westerlies* ha permanecido estable y no se ha desplazado hacia latitudes bajas; sin embargo, puede mostrar intensificaciones temporales y fuertes o pronunciadas gradientes meridionales (Wyroll et al., 2000; Kull et al., 2002).

Lo anterior confirma que el reconocimiento de evidencias geomorfológicas asociadas a glaciaciones en los de valles cordilleranos durante el Pleistoceno Tardío – Holoceno, así como las formas del relieve paraglaciar asociadas a estas glaciaciones, son parámetros válidos y

ampliamente utilizados para la comprensión y estudio del alcance y distribución de las glaciaciones en los Andes.

El estudio de Los Andes de Chile central brinda información clave para el entendimiento del clima del Pleistoceno tardío y del Holoceno, debido principalmente a su localización entre la circulación tropical y extratropical que permiten entender los cambios en los patrones de circulación atmosférica de largo plazo. Marcadores geomorfológicos típicos de ambientes glaciares permitirán realizar una aproximación de las condiciones climáticas dominantes.

## 1.5 Zonación glaciar y marcadores geomorfológicos

La Figura 5 muestra la zonación simple dentro de un glaciar, de esta manera se puede distinguir una zona de acumulación con diferentes fuentes de alimentación (caída de nieve, avalanchas, etc.) separada por una línea de equilibrio ELA de la zona de ablación que presenta diferentes formas de pérdida de masa (fusión, evaporación, sublimación, etc.). En la zona de acumulación se generan con mayor intensidad los procesos de erosión, por su parte la zona de ablación será donde se produzcan principalmente los procesos de sedimentación.



Figura 5: Zonas glaciares, procesos y mecanismos de transporte de sedimentos asociados (Pedraza, 1996).

De esta manera se observarán formas erosionales hacia la cabecera de los glaciares (ej: circos, escarpes de circo, taludes, entre otros) y formas de depósito hacia los pies del glaciar (principalmente morrenas, eventualmente drumlins, entre otros).

De acuerdo a Häberli (2004) los glaciares templados dejan rasgos de depósito más consistentes en sus fases de avance que los glaciares fríos, por lo que los avances de estos últimos generalmente son subestimados.

Las formas de depósito más importantes dejadas por los glaciares son las morrenas, estos depósitos se componen de material altamente caótico denominado till o diamicto masivo, con mala o nula selección en el que se mezclan granulometrías que van desde grandes bloques hasta harina glaciar, constituida por arcilla y limo, y constituyen morfologías claramente identificable en terreno o bien a través de la utilización de sensores remotos.

Las morrenas, se clasifican de acuerdo a su posición relativa dentro del sistema glaciar. Considerando sólo las más relevantes en el estudio de los marcadores geomorfológicos, se encuentran las morrenas terminales, las cuales se depositan al final de un glaciar asumiendo generalmente formade arco. Este tipo de morrena se forma cuando el hielo se está fundiendo y evaporando cerca del extremo del glaciar a una velocidad igual a la del avance del glaciar desde su región de alimentación. Por su parte, las morrenas laterales se desarrollan en los costados laterales de los glaciares y se producen por el deslizamiento del glaciar respecto a las paredes del valle en el que está confinado, así los sedimentos se acumulan en forma paralela a los laterales del valle.

Las morrenas laterales y terminales son las morfologías de mayor importancia para la reconstrucción de glaciaciones antiguas. Estos marcadores geomorfológicos registran la extensión, forma, espesor y paleo-ELA de los glaciares y permiten reconstruir condiciones climáticas a través de la consideración de por ejemplo el AAR.

La evidencia geomorfológica de glaciaciones pasadas se genera por fluctuaciones en los glaciares, estas variaciones están directamente relacionadas con los cambios en los balances de masa, los que están determinados por patrones y cambios climáticos.

A modo de ejemplo, y como se menciona anteriormente, los marcadores geomorfológicos principales para la determinación de glaciares pleistocenos son los depósitos morrénicos; en Chile se han encontrado en la cordillera principal a lo largo de todo el territorio nacional, salvo una zona de excepción comprendida entre los 25°-27°S definida como la Diagonal Árida (DA). En esta área no se registran glaciares en la actualidad y tampoco se observan evidencias geomorfológicas (morrenas) que indiquen la ocurrencia de cuerpos de hielo durante el Pleistoceno. Una de las hipótesis que intenta explicar la inexistencia de morrenas entre los 25° y los 27°S es la extremas aridez asociada a una falta de humedad incluso durante épocas glaciales (Nogami, 1976, 1982; Ammann et al., 2001).

Existen también, morfologías asociadas al derretimiento de glaciares conocidas como morfologías paraglaciales (Church & Ryder, 1972). Estas formas, al igual que los depósitos morrénicos, también entregan evidencias de la posición de los glaciares y permiten establecer cronologías relativas y absolutas al ser datadas.

Entre las formas asociadas a los procesos paraglaciales se encuentran las terrazas fluvio - glaciales, las que corresponden a remanentes de superficies planas dispuestas en forma de escalón, que se ubican en el fondo del valle donde se depositan los sedimentos glaciares y fluviales (Goudie, 2004), así como los depósitos de outwash, que son formas producidas por la fusión de hielos glaciares que confluyen a una superficie plana con drenaje de tipo trenzado (Goudie, 2004). Estos depósitos retrabajados por los sistemas fluviales pueden ser datados para obtener la cronología de los eventos glaciales y paraglaciales dentro de una cuenca.

## 1.6 Condicionantes climáticas en la posición de la ELA

Tal como lo establecen Zech et al. (2008) y Wäger (2010) (Figura 6), en los Andes Subtropicales se han presentado condiciones locales de Últimos Máximos Glaciales (LLGM, por sus sigla en inglés) gatillados por pulsos húmedos provenientes de la intensificación de los *Westerlies* y por la baja generalizada de las temperaturas durante el período glacial.

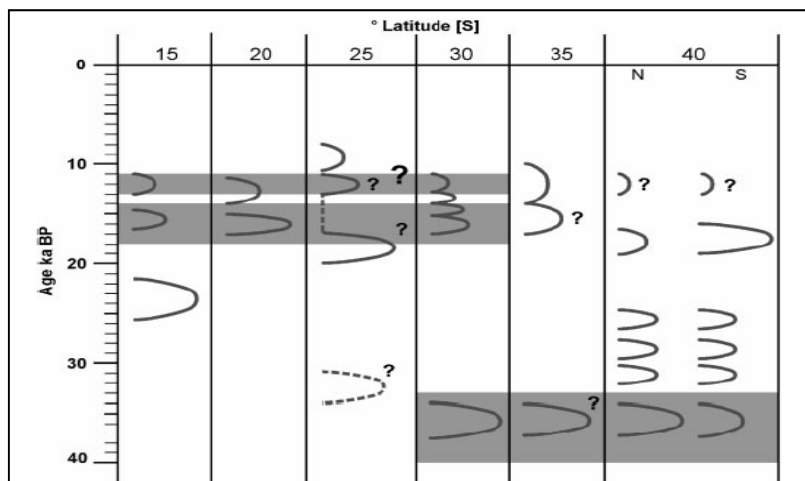


Figura 6: Avances glaciales asincrónicos del Pleistoceno tardío-Holoceno en el Hemisferio Sur (Zech et al., 2008).

La determinación de los factores que condicionan las alturas de las líneas de equilibrio resulta fundamental para entender su dependencia respecto del clima a escala regional. Una comparación de estos factores en situaciones globales climáticamente extremas, como las imperantes durante el Último Máximo Glacial global (21-18 ka BP), y las modernas, correspondientes al período interglacial actual, permitirá entender mejor no sólo el impacto potencial del cambio climático global en estos sistemas, sino también su influencia en la hidrología y en la erosión de la vertiente occidental de la cadena andina.

Se reconoce que el balance de masa responde a las condiciones climáticas del entorno y puede ser aproximado a través de la aplicación de distintos métodos, uno de ellos es el método índice, el que utiliza la posición (conocida) de la ELA para el cálculo del radio (razón) del área de acumulación (AAR).

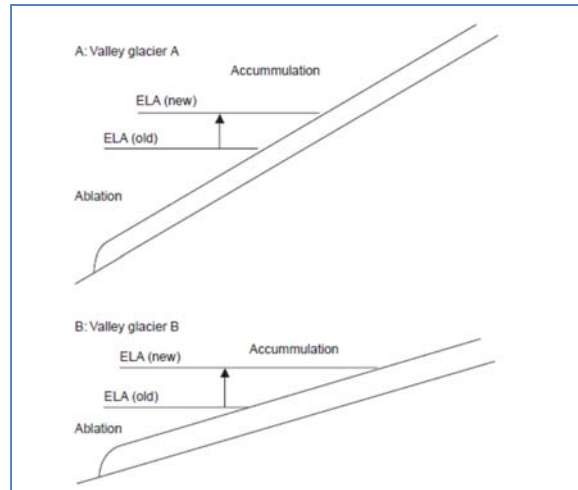
Este método permitirá realizar reconstrucciones de balances de masa, ya que la localización de la paleo línea de equilibrio permitirá determinar la relación área de acumulación/área total predominante en épocas pasadas, en donde toda la masa de superávit se traduce en cambios en la longitud del glaciar gracias a la acción del flujo glaciar.

Sagredo et al. (2014) abordan la sensibilidad de las ELA's a cambios en la precipitación y temperatura a lo largo de Los Andes, a través de la aplicación de modelos de balances de masa y energía que permiten cuantificar la sensibilidad de las ELA's a cambios en ambos factores. La variabilidad espacial de las ELA's es correlacionada con la distribución de las actuales condiciones climáticas promedio en Los Andes. Los resultados de estos análisis sugieren que en los subtrópicos, las ELA's presentan mayor sensibilidad a los cambios en las precipitaciones, siendo estas el factor relevante que conduce las variaciones de las Alturas de las Líneas de Equilibrio.

Sin embargo, para una mejor comprensión de la variación en la ELA se debe tener pleno conocimiento de las condiciones topográficas que albergan y/o albergaron a los cuerpos de hielo, ya que como se mencionó con anterioridad el factor pendiente jugará un rol determinante en la posición y las variaciones de la posición de la ELA.

De acuerdo a Nesje & Olaf (2000) y tal como se observa en la Figura 7, dos cuerpos glaciares de tamaños pequeños localizados en laderas con pendientes distintas, sometidos al mismo ascenso en la ELA, tienen respuestas totalmente distintas. Mientras que para el caso A, la relación/proporción área acumulación/área ablación, no cambia significativamente; en el caso B la proporción área acumulación/área ablación se ve radicalmente afectada por el aumento en la ELA.

De esta forma el glaciar B es mucho más sensible que el glaciar A y responderá más sensiblemente a cambios en el clima. Del mismo modo, un glaciar más activo, cuyos gradientes de balance de masa son grandes, responderá más rápidamente a los cambios en los balances de masa que aquellos glaciares que sean menos activos.



**Figura 7: Impacto de un aumento en la Altura de la Línea de Equilibrio ELA en dos glaciares de valle, con diferentes gradientes. El impacto de un cambio en la ELA es mayor en el glaciar de valle B debido a que tiene un gradiente más plano y un ascenso en la línea de equilibrio afectará un área mayor de su superficie. [Modificado de Kerr (1993), Figura 4, p.335].**

Para explicar los aumentos de humedad en Chile central durante el Pleistoceno tardío se presentan dos hipótesis que intentan abordar el tema desde interpretaciones diferentes: (i) la propuesta por Heusser (1990), donde se establece un desplazamiento hacia el Ecuador de al menos 5° y una intensificación de los *Westerlies* de latitudes medias en el Hemisferio Sur durante el LGM y el Tardiglacial; y (ii) la propuesta por Markgraf (1992) donde se presenta la idea del desplazamiento hacia los polos del cinturón de los *Westerlies*. Aquí las condiciones de humedad son atribuidas al efectivo aumento de las condiciones de humedad asociadas a las bajas temperaturas.

Los cambios de temperatura y en particular su descenso durante el LGM parece ser lo único claro durante este período ya que las precipitaciones y los modelos de precipitaciones aún contienen muchas incertezas. Rojas et al. (2009), presentan que el desplazamiento latitudinal de los *Westerlies* no es definitivo, sin embargo aumenta la actividad de tormentas de invierno en latitudes medias (25-45°S) y disminuye las precipitaciones al sur de los 40°S.

El registro de polen fósil en la laguna de Tagua Tagua (~ 34°S) entrega evidencias de un enfriamiento de verano al menos 7 ° C durante el LGM (Heusser, 2003). Sin embargo, también se pone de manifiesto que las condiciones climáticas entre el río Maule y Valdivia (~ 36-40°S) podrían haber sido menos restrictiva. Esta región presenta el mayor número de especies arbóreas y endémicas en Chile; esta riqueza de especies sería el resultado de condiciones durante el Cuaternario relativamente estables, las cuales no son compatibles con una caída del 7°C en la temperatura del verano según lo reconstruido en Tagua Tagua. Estos resultados deben considerar las condiciones de mayor humedad reportados por Valero-Garcés et al. (2005) y una posible atenuación de la caída en la temperatura debido a la humedad atmosférica.

Se conoce además para los glaciares de la zona central de Chile, la importancia de la cubierta de nieve sobre el hielo, de manera de generar a través del albedo de la nieve, una barrera protectora del hielo subyacente, y funcionar como un aislante térmico natural. Esta cobertura nival es altamente sensible a los cambios en temperatura del entorno y por tanto, las hipótesis que recalcan la mayor sensibilidad a las precipitaciones de los glaciares de los Andes Subtropicales (Zech et al., 2008; Wäger, 2010) deberían ser corroboradas con análisis de elementos morfológicos y glaciológicos como las ELA's.

En esta tesis se plantea un estudio glaciológico en base a marcadores geomorfológicos, análisis de imágenes satelitales y antecedentes climáticos-paleoclimáticos, con el fin de evaluar los factores y reconstruir la posición de la Altitud de las Líneas de Equilibrio que condicionaron los avances glaciares en la cordillera de Los Andes frente a Santiago, durante el último ciclo glacial-interglacial.

## **1.7 Antecedentes de glaciaciones en Los Andes frente a Santiago**

Los rasgos geomorfológicos y la evolución de Los Andes Subtropicales han sido abordados por diversos autores, entre los que destaca Brügger (1950) quien estableció la primera cronología para la evolución glacial de la Cordillera Principal en Los Andes Centrales a través del análisis de depósitos sedimentarios, postulando la existencia de tres glaciaciones.

Durante la primera glaciación se habrían depositado morrenas, las cuales no presentan relación con la topografía actual. Estas son reconocidas en sectores como La Cueva, al oeste de San Fernando, donde los depósitos glaciares se situarían sobre arenas marinas del Plioceno. En la cuenca de Santiago no se identificaron registros de esta glaciación (Brügger, 1950).

Por su parte Karzulovic (1957) identifica probables depósitos superficiales correspondientes a morrenas de la primera glaciación en La Dehesa, Cerro y Lomas de Apoquindo; los argumentos para calificar esos depósitos como morrenas son los señalados por Flint (1955), el que indica que "Algunas morrenas no contienen bloques, algunas contienen poco o nada de arcilla y algunas (aunque quizás no muchas) no contienen bloques ni arcilla, sino sólo limo, arena y pequeñas piedras"; el mismo autor agrega que "La morrena es un sedimento, y es quizás más variable que cualquier sedimento conocido bajo un solo nombre. Su principal característica es no estar seleccionado. Puede consistir de 99% de arcilla, o 99% de grandes bloques, o cualquier combinación de ellos y tamaños intermedios". En consecuencia, la identificación de depósitos morrénicos se vincula únicamente a la composición granulométrica indicada.

Brüggen (1950), asoció a la segunda época glacial el flujo del río Mapocho al sur de su curso actual, probablemente por el llano que separa las lomas de Pudahuel de la Loma Blanca. Interpreta que por el valle del río Maipo se debió haber deslizado un gigantesco glaciar que debe haber encontrado su término a pocos metros por encima del nivel del mar. Las morrenas de este glaciar estarían compuestas por piedra pómez, las cuales rellenaron originalmente una gran extensión del llano de Santiago. Al final de esta glaciación los depósitos conformaron un extenso lomaje que llegó hasta la falda de la cordillera de la Costa.

Posteriormente, estas morrenas habrían sido destruidas por procesos de erosión y cubiertas por los sedimentos fluvio-glaciales de la tercera época glacial. Las evidencias geomorfológicas de esta glaciación estarían asociadas a un extenso lomaje al oeste de Santiago, extendido entre Pudahuel y los suburbios occidentales de la capital a los 450 m s.n.m; se identifican a su vez sistemas morrénicos en Puente Alto, las que morfológicamente se asocian a lomas altas antepuestas al pie de la cordillera; existen morrenas con gran desarrollo en otros puntos como Melipilla, Rinconada de Lo Aguirre y en el pie oriental del cerro de Chena, la que se presenta como una pequeña terraza (Brüggen, 1950).

La tercera época glacial estaría marcada por el descenso de glaciares a través del valle andino del río Colina hasta los 2000 m s.n.m, lo que se deduce por el reconocimiento de rocas aborregadas, sin embargo no se identifican morrenas terminales. A través del valle andino del Mapocho (en cuyo curso inferior presenta arcillas glaciales en varios puntos) se habría deslizado un glaciar que depositó morrenas terminales en su salida al Valle Longitudinal. El río Mapocho todavía, habría fluido por su curso más austral (segunda época glacial). Por el valle del río Maipo habría bajado un glaciar de magnitud muy inferior al de la segunda época glacial, el que depositó morrenas terminales conocidas como el anfiteatro morrénico de Puente Alto. Estos depósitos habrían sido cubiertos por rodados fluvio-glaciales que rellenan el Valle Longitudinal de Santiago (Brüggen, 1950).

El retroceso glaciar habría generado una cantidad de agua de fusión tal que permitió que el río Maipo depositara un gran cono de rodados; este evento habría provocado el estancamiento de los afluentes más septentrionales (Mapocho y Lampa), lo que habría propiciado la formación de un lago, el cual estaría vinculado al depósito de arcillas. Al finalizar la tercera época glacial el río Mapocho habría rellenado su lecho y habría redirigido su cauce entre los cerros Santa Lucía y San Cristóbal hacia Pudahuel. Este proceso habría permitido excavar las morrenas de piedra pómez. Posteriormente cuando el río Maipo comenzó a sedimentar en el sector de Isla de Maipo, el Mapocho se estancó y relleno parcialmente el valle. Las morrenas terminales del glaciar del Mapocho se hallan en la salida del río hacia el Valle Longitudinal, constituyendo varios cordones en La Dehesa y Apoquindo (Brüggen, 1950).

Karzulovic (1957) reconoce morrenas correspondientes a esta glaciación sobre la cota 800-900 m s.n.m, en una línea que va desde cerro Apoquindo hasta Puente Alto. Sin embargo, ningún autor (Brüggen, 1950; Karzulovic, 1957) esgrime argumentos concretos y suficientes para calificar estos depósitos como morrenas.

Tricart & Michel (1963) consideran que las extensiones glaciares pleistocenos supuestos por Brüggen (1950) y Karzulovic (1957) son exagerados y establecen nuevos postulados.

Tricart & Michel (1963) no reconocen morrenas correspondientes a la glaciación Mindel. Las morrenas terminales de la glaciación Riss se depositaron en el valle del río Mapocho en el área donde actualmente está ubicado el Sanatorio Marcial Rivera (en el camino entre Farellones y

Santiago). En la orilla oriental de la cuenca se depositaron sedimentos transportados por mecanismos del tipo lahar “cenuglomerados”. El agua de fusión glacial provocó la acumulación de sedimentos aluviales. Actualmente los “cenuglomerados” se encuentran en Loma de Los Baños, cerro Apoquindo y cerro Calán. Los rípios se encuentran detrás del cerro de Apoquindo y de Loma de Los Baños, constituyendo una terraza aluvial con cobertura de cenizas. Estas interpretaciones coinciden con las de Stiefel (1965), quien interpretó los depósitos de pumicita del valle del río Maipo como originados por un acontecimiento eruptivo repentino y breve, en un proceso similar a un flujo de un gigantesco lahar, contemporáneo a la última glaciación. Posteriormente, Guest & Jones (1970) interpretaron como ignimbritas a los depósitos de cenizas del río Yeso, cercanas a la confluencia del Maipo con el Yeso asociando su proveniencia al volcán San José durante el Plioceno.

Por su parte Segerstrom et al. (1964) rechazan el origen glacial de los sedimentos que Brügger (1950) y Karzulovic (1957) atribuyeron a la primera, segunda y tercera época glacial, estiman que estos materiales fueron depositados por corrientes de barro. Esos depósitos son grandes volúmenes de material no clasificados y prácticamente no estratificado que llenan los sedimentos cerca de Los Cerrillos, Pudahuel, cerro Apoquindo, y Puente Alto. Los depósitos de diamicto conforman las lomas que se extienden desde Loma de Los Baños a cerro Calán; también afloran entre Loma de Los Baños y el río Maipo. Al este de Puente Alto hay un enorme depósito de diamicto con forma de abanico. Depósitos de diamicto pumíceos se encontrarían entre Pudahuel y Los Cerrillos.

Las razones de Segerstrom et al. (1964) para rechazar el supuesto origen glacial de los depósitos del Valle Central, cerca de Santiago son las siguientes:

- i. Depósitos de diamicto similares se han formado por flujos de barro en tiempos modernos en la misma área.
- ii. El lecho de roca subyacente a los depósitos está profundamente erosionado; glaciares y till, comúnmente se sobreyace en roca fresca.
- iii. La matriz fina de los sedimentos diamicto es ceniza amarilla a marrón debido a la limonización; sin embargo, aquí es gris y protegidas de la intemperie como harina glacial de la morrena. El material grueso de los sedimentos del diamicto no muestra evidencia de transporte glacial.
- iv. No existen en las cercanías de Santiago valles en forma de U ni circos, formas características de la morfología glacial.
- v. En la latitud de Santiago, las morrenas glaciares en su punto más bajo, se pueden identificar hasta los 1600 m s.n.m., 1000 metros más alto que el fondo del valle de Santiago.

Doyel et al. (1964) aseguran que los materiales en el área de Santiago, atribuidos por Brügger (1950) y Karzulovic (1957) a morrenas, corresponden a sedimentos depositados por corrientes de barro. Agregan que durante el Pleistoceno se formó un gran lago originado por características topográficas. Durante una de las etapas glaciales del Pleistoceno se habría formado un lago glacial; el origen de este último sería el bloqueo del drenaje por los glaciares que descendían de la cordillera.

En el período interglacial (final de Riss), se produjo una fase de volcanismo explosivo que aportó gran cantidad de cenizas en la región de Santiago. Durante los períodos interglaciales la tendencia de los ríos fue al encañamiento, siendo canalizados entre orillas altas; por ello los materiales son



más fáciles de transportar hasta el mar o hasta zonas de hundimiento actual, como Isla de Maipo. Actualmente las cenizas están localizadas y depositadas en el sector de Lomas de Pudahuel, Loma Blanca y al suroeste del aeropuerto de Los Cerrillos. También habrían sobre el flanco noreste del cerro Lo Aguirre. Asimismo están formando la cobertura de las terrazas de Apoquindo (Doyel et al., 1964).

Durante la glaciación Wurm, los glaciares en valle del río Maipo depositaron sus morrenas cerca del valle de El Volcán. En el valle del río Mapocho el agua de fusión de los glaciares erosionó las morrenas del Riss y dejó depósitos periglaciales. La fosa Batuco-Pudahuel que hasta ahora había sido rellenada principalmente por los ríos Lampa y Colina, comenzó a recibir el aporte del río Mapocho. Al finalizar el Wurm, el hundimiento de esta fosa se hizo más lento o bien finalizó, lo que permitió la desaparición de las facies lacustre-palustre. El hundimiento de la extremidad meridional de la cuenca se aceleró durante este período. Durante Wurm el volcanismo parece haber provocado la fusión parcial de los glaciares en reiteradas ocasiones, lo que facilitó la acumulación de grandes conos de deyección (Doyel et al., 1964).

Borde (1966) reconoció depósitos morrénicos asociados a dos fases glaciales principales en el valle del Maipo: la localizada en San Alfonso conocida como Fase Externa, y la identificada en Los Queltehues conocida como Fase Interna, por último reconoce una fase tardiglacial asociada a los depósitos morrénicos de Lo Valdés, Baños Morales, El Morado y La Mina.

En el valle del río El Yeso Marangunic & Thiele (1971) reconocen depósitos sedimentarios de alta cordillera de 400 metros de espesor asociados a una posible morrena que represa la laguna Negra. Esta morrena se habría depositado por glaciares que ocupaban los valles Echaurren y La Paloma. Posteriormente, Abele (1984) interpretó que el represamiento de la laguna Negra se originó por depósitos de derrumbes de montaña desde el oeste del cerro Mesón Alto, procesos ocurridos después de la última época glacial.

El trabajo de título de Chiu (1991) entrega una descripción de los depósitos sedimentarios en el curso superior del río Maipo remontándose hasta el sector de Los Queltehues, Yeso y Volcán.

En el sector de San José de Maipo se reconocen depósitos de remociones en masa (Rebolledo et al. 2000a) y se definen 4 zonas de peligro geológico. La de mayor peligro está ubicada al este del hospital, en la terraza alta de San José de Maipo. A su vez, Rebolledo et al. (2000b) describen las remociones en masa en el área de Lagunillas y vinculan su origen con eventos de remoción complejo que involucran caídas de bloques y flujos de detritos.

Ormeño (2007) resalta la importancia del río Maipo como principal sistema que drena la Región Metropolitana de Santiago y realiza una caracterización geomorfológica de la cuenca alta del río Maipo. El resultado es la definición de unidades morfoestratigráficas, descripciones sedimentológicas, geocronología relativa y correlación hipotética con ciclos glaciales e interglaciales. De esta manera, Ormeño (2007) determina tres dominios geomorfológicos correlacionables con dominios estructurales en la Cordillera Principal y en la Depresión Central de Santiago. El dominio vinculado al área de interés del presente estudio es el Dominio de Alta Cordillera (DAC), en el cual predominan los depósitos glaciales, coluviales y de remoción en masa y el Dominio de Baja Cordillera (DBC), en el cual predominan terrazas fluviales agradacionales, posiblemente originadas durante períodos glaciales-interglaciales.

## 1.8 Marco Geológico

Los antecedentes geológicos del área de estudio a escala regional se basan en los trabajos de Thiele (1980) y en la modificación que Fock (2005) hace de la Hoja de Santiago (Figura 8). En el área predomina el afloramiento de rocas volcánicas y sedimentarias de origen continental y marino (Jurásico Medio-Holoceno). Las unidades presentan orientación preferente norte-sur asociadas a franjas longitudinales y se observan intrusiones a través de filones, lacolitos, stocks y batolitos, cuyas edades corresponden al Mioceno-Pleistoceno (Thiele, 1980).

### 1.8.1 Rocas Estratificadas

#### 1.8.1.1 Formación Nieves Negras

Secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y en menor medida niveles de brechas en la base de la unidad, presenta una serie rítmica de niveles gruesos de areniscas y niveles delgados de limolitas en la parte superior (Álvarez et al., 1997; Charrier et al., 2002b). Se dispone en concordancia subyaciendo a la Formación Río Colina y su base no aflora (Álvarez et al., 1997). El material fósil encontrado en la zona, permite que la asignación de una edad Bathoniano - Caloviano temprano a la Formación (Álvarez et al., 1997). A sido correlacionada con el miembro Santa Elena de la Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960; Davidson, 1971), y con las formaciones Las Lajas, Los Molles y Tres Esquinas en lado argentino (Charrier et al., 2002b).

#### 1.8.1.2 Formación Río Colina

González (1963) define la Formación Río Colina en el valle homónimo localizada en el extremo suroriental de la Hoja Santiago). Aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal. Su base correspondería (aparentemente) a la Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1997) y su techo al contacto concordante con la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

Esta formación está formada por una secuencia de sedimentitas marinas compuestas principalmente de calizas y lutitas calcáreas, grises oscuras; lutitas fisibles, finamente estratificadas; areniscas y conglomerados finos, con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Se observa también yeso interestratificado y en forma de domos diapíricos que intruyen y cortan la serie. La secuencia tiene un espesor visible no superior a 800 m. La fauna recolectada y clasificada (Tavera, 1968) le asigna una edad Oxfordiana a los niveles superiores, por su parte, los niveles intermedios y en particular los inferiores sugieren una edad Caloviana (?). Lo anterior permite asignar a la secuencia una edad Caloviano-Oxfordiano, y se correlaciona con las formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Auquilco en Argentina, donde la unidad se identifica con el nombre de Yeso Principal (Thiele, 1980; Álvarez et al., 1997).

En la Hoja Santiago la unidad Yeso Principal aflora de forma discontinua, en diversos puntos en el sector más oriental. La Formación se observa en afloramientos macizos, tectónicamente amasados y con inclusiones de sedimentitas propias y ajenas a la Formación Río Colina (Thiele, 1980). Es posible relacionar los afloramientos del Yeso Principal con fallas, apareciendo, casi siempre, como un elemento alóctono, enclavado y más o menos triturado entre escamas de imbricación (Thiele, 1980).

### 1.8.1.3 Formación Río Damas

La Formación Río Damas fue definida por Klohn (1960) en el valle del río Damas, en la provincia de Colchagua. Aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal. Se dispone concordantemente sobre la Formación Río Colina y subyace concordantemente a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980).

La unidad se compone de una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas, gruesas a medianas, de colores rojizos y verdosos, con intercalaciones potentes de areniscas y limonitas, con colores que varían de púrpura claro a marrón; se intercalan en la secuencia, abundantes niveles de rocas volcánicas andesíticas y pequeños lentes de yeso, estos últimos no presentan importancia a nivel regional. La unidad tiene una potencia aproximada de 3.000 m (Thiele, 1980).

La Formación no presenta registro fósiles, sin embargo su edad puede ser definida con bastante exactitud dado que subyace de manera concordante a las capas marinas del Titoniano inferior de la Formación Lo Valdés, y sobreyace concordantemente a la secuencia oxfordiana de la Formación Río Colina. En consecuencia, se le asigna una edad Kimmeridgiana y se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Thiele, 1980).

La Formación Río Damas se distribuye en la parte oriental de la Hoja Santiago, a lo largo de dos franjas paralelas de dirección aproximada norte-sur. Una de ellas se desarrolla principalmente en el lado chileno, desde las cabeceras del río Maipo hasta el norte del río Colorado, lugar donde cruza la frontera en el paso El Morado. La otra franja se extiende casi exclusivamente por lado argentino. En el medio de ambas franjas se observan afloramientos de la misma formación aunque de menor extensión, correspondientes a escamas de sobreescurremientos. Los niveles superiores de la unidad cubren, tectónicamente, las capas basales de la misma unidad, así como también a las rocas de la Formación Río Colina (Thiele, 1980).

### 1.8.1.4 Formación Lo Valdés

Definida por González (1963) en el sector de Lo Valdés en el valle del río Volcán. Su base se encuentra sobreyaciendo concordante a la Formación Río Damas y el techo concordante a la Formación Colimapu (Thiele, 1980).

La secuencia está formada por rocas sedimentarias marinas, compuestas por calizas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas, conglomerados y brechas. Las calizas presentan colores gris-azulados en estratos compactos, con fractura concoidal y espesor regular. Las calcilutitas son de colores negruzcos y aparecen finamente laminadas. Las lutitas y areniscas predominan en el sector medio del perfil y poseen colores que varían desde gris claro a púrpura. Se observan intercalaciones de rocas volcánicas basálticas y andesíticas en su parte central. En la parte superior de la unidad, existen pequeñas capas lenticulares de yeso interestratificadas, correspondiente al Yeso secundario (Thiele, 1980; Hallam et al., 1986; Vergara & Nyström, 1996). El espesor estimado para esta unidad es 1350 metros (Thiele, 1980).

A la Formación Lo Valdés se le asigna un rango de edad Tithoniano superior-Hauteriviano de acuerdo a su contenido fósil (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam, 1986). Hacia el norte la Formación Lo Valdés se correlaciona con la Formación San José (Valanginiano; Aguirre, 1960), y por el lado sur con la Formación Termas del Flaco (Tithoniano superior- Hauteriviano; Klohn, 1960).

La unidad presenta deformación de escama delgada, lo que produce separación y repetición de los niveles superiores de la secuencia hacia el este, donde se imbrica con bloques estructurales de la Formación Río Damas (Thiele, 1980). En la Hoja Santiago la unidad se extiende a lo largo de la zona fronteriza suroriental, en franjas con dirección predominante norte-sur, desde el sur del río Volcán hasta el norte del río Colorado, desde donde se desarrolla exclusivamente en lado argentino (Thiele, 1980).

#### 1.8.1.5 Formación Colimapu

La Formación Colimapu fue definida por Klohn (1960) en la quebrada Colimapu, afluente del río Maipo al sureste de Santiago. La unidad sobreyace concordantemente y en transición paulatina a los estratos de la Formación Lo Valdés y subyace a la Formación Abanico en un contacto descrito como discordante en la zona del valle del río Aconcagua (Aguirre, 1960), y como concordante en la parte oriental de la Hoja Santiago (Thiele, 1980).

La Formación Colimapu se compone de rocas sedimentarias continentales correspondientes a secuencia de areniscas y lutitas rojas, conglomerados de matriz arenosa gris rojiza, lutitas rojas con niveles de rocas piroclásticas aéreas y algunas lavas basálticas y andesíticas, y calizas en capas discontinuas lateralmente (Thiele, 1980; Vergara & Nyström, 1996). La secuencia anterior se habría depositado en un ambiente altamente oxidante y alcanza una potencia aproximada de 2000 m (Thiele, 1980).

La edad asignada para la Formación, basándose en el contenido fósil encontrado (Carófitas), es edad mínima Albiana (Martínez & Osorio, 1963) y edad máxima Hauteriviano. Esta última edad se define de acuerdo a la edad asignada a la Formación Lo Valdés que la subyace concordantemente (Thiele, 1980).

Los estratos de la Formación Colimapu se distribuyen a lo largo de una franja de dirección norte-sur, que se prolonga desde el sur del río Volcán hasta el norte del río Colorado.

#### 1.8.1.6 Formación Abanico

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) en la provincia del Aconcagua. La unidad sobreyace a la Formación Colimapu en un contacto que ha sido descrito como concordante en el sector cordillerano al este de Santiago (Thiele, 1980) y como discordante en la zona del río Aconcagua (Aguirre, 1960). El contacto con la Formación Farellones es de carácter transicional y con amplias variaciones, reportándose en diversos lugares tanto discordante (Thiele, 1980) como pseudo-concordante (Charrier et al., 2002a) o concordante por falla (Godoy et al., 1999). En el valle central la Formación Abanico se encuentra, ya sea en contacto por falla con la Formación Lo Valle, o concordante con un hiatus de 35 Ma AP (Gana & Wall., 1997; Fuentes et al., 2000; Fuentes, 2004). En el sector de Angostura de Paine los depósitos de la unidad se disponen en discordancia de erosión sobre las rocas de la Formación Las Chilcas (Sellés, 2000).

La Formación Abanico es continental, compuesta por tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas andesíticas y riolíticas, rocas piroclásticas, desarrolladas principalmente en los niveles superiores de la secuencia (Thiele, 1980), e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), las que generan lentes que alcanzan los 500 m de espesor (Charrier et al., 2002a; Nyström et al., 2003). Su espesor se estima en 3000 metros, esta potencia puede estar sobreestimada debido a la presencia de numerosas intrusiones interestratificadas posteriores y a las fallas normales en su base (Thiele, 1980; Gana & Wall, 1997).

La edad asignada a la Formación Abanico, basándose en la fauna fósil y un gran número de dataciones radiométricas, es de Eoceno superior-Mioceno inferior (Vergara & Drake, 1979; Drake et al., 1982; Munizaga & Vicente, 1982; Wyss et al., 1994; Charrier et al., 1996, 2002a; Gana & Wall, 1997; Vergara et al., 1999; Sellés, 1999; Fuentes et al., 2000; Sellés, 2000; Fuentes et al., 2002; Fock, 2005; Muñoz, 2005; Fock et al., 2006).

La unidad tiene una distribución bastante amplia en la Hoja Santiago. Los estratos más potentes aparecen en algunos sectores bastante deformados por pliegues muy marcados, lo que junto a una mayor alteración, permite diferenciarla en terreno de la Formación Farellones (Thiele, 1980).

#### **1.8.1.7 Formación Farellones**

La formación fue definida por Klohn (1960), en Chile central, entre los 32°S hasta los 35°S, sobreyace a la Formación Abanico en un contacto que ha sido motivo de discusión y ha sido descrito como concordante por algunos autores (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980; Charrier, 1981; Godoy et al., 1999), sin embargo, de acuerdo a evidencias recientes se puede describir como un contacto transicional con amplias variaciones, reportándose contactos discordantes o pseudo-concordante, dependiendo de la reactivación de fallas asociadas a la inversión de la cuenca de la Formación Abanico (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002a).

El techo de la unidad corresponde a la superficie de erosión actual (Thiele, 1980). La secuencia está compuesta por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Las lavas predominan sobre las tobas y brechas. Se presenta alternancia de rocas volcanoclásticas lo que produce una marcada estratificación en la serie. Las tobas de lapilli son de color claro y presentan clastos de riolitas y andesitas de 4 - 12 mm de diámetro. Las ignimbritas son de color gris claro con textura fluidal, clastos de andesitas y obsidianas (Thiele, 1980). El espesor de la unidad se estima en 2.500 m, aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno superior-Plioceno que se intercalan en la secuencia (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990).

La Formación no presenta registro de fauna fósil que permita asignar una edad, sin embargo existen numerosas dataciones radiométricas que la asignan al Mioceno inferior-medio (Drake et al., 1976, 1982; Vergara & Drake, 1979; Thiele, 1980; Munizaga & Vicente, 1982; Sellés, 1999; Fuentes et al., 2001, 2002; Kay et al., 2005).

En Chile central la Formación Farellones se distribuye en una franja elongada de dirección nort-sur, al costado occidental y oriental de la Formación Abanico.

#### **1.8.1.8 Unidad Volcánica Antigua**

Esta Unidad se compone de los esqueletos de los volcanes extinguidos, formados principalmente por coladas andesíticas y traquiandesíticas, de colores rojizos y amarillentos (Thiele & Katsui, 1969), las cuales se distribuyen en un área importante de la zona fronteriza y constituyen parte de las cumbres más altas de Chile central (Thiele, 1980). Destacan entre ellas el Volcán Tupungato (6550 m s.n.m.), Cerro Marmolejo (6150 m s.n.m.) y cordón del Cerro Castillo (5485 m s.n.m.).

El zócalo de esta Unidad está formado por terrenos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos expuestos en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, que se encuentran tectónicamente imbricados. Sin embargo, la unidad no parece afectada por fallas de importancia regional y aparece sellando todas las estructuras de pliegues y fallas de fines del Mioceno. Se le asigna una edad Pleistocena debido a que se encuentra bastante erosionada por actividad glacial, en menor y

mayor medida, evidencia de ello es el Volcán Tupungato y el cordón Cerro Castillo, respectivamente. Lo anterior indica actividad volcánica pre-interglacial (Thiele, 1980).

#### **1.8.1.9 Unidad Volcánica Nueva**

En esta Unidad se incluyen a los volcanes que presentan manifestaciones de actividad histórica como el volcán Tupungatito (5640 m s.n.m.) y el volcán San José (5880 m s.n.m.), que (Thiele, 1980). Se reconocen en ellos emanaciones actuales y están sobreimpuestos a la Unidad Volcánica Antigua (Thiele & Katsui, 1969). Están formados por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y piroclásticos menores (bombas, lapilli y cenizas), predominantemente oscuras. (Thiele, 1980).

Las coladas no aparecen afectadas por fallas menores como las reconocidas en la Unidad Volcánica Antigua. Los conos no están afectados por la erosión glacial y sólo muestran incisión fluvial. Las coladas más recientes se han movilizado por los valles glaciales y fluviales bien definidos. En base a lo anterior se les asigna a esta unidad, en términos generales, una edad Holocena (Thiele, 1980).

#### **1.8.2 Depósitos No Consolidados**

Esta unidad está compuesta por aquellos depósitos fluviales, fluvioglaciales, lacustres y gravitacionales, reconocidos en importantes sectores de la Hoja Santiago (Thiele, 1980), conformando amplias superficies del área de estudio.

##### **1.8.2.1 Depósitos fluviales, fluvioglaciales y aluviales**

Está compuesto por material de tamaño variado, que pueden ir desde clastos con granulometrías de bloques a gravas, arenas, limos y arcillas. La petrografía de estos materiales se relaciona con las distintas unidades litológicas definidas anteriormente (Thiele, 1980; Chiu, 1991). Se destacan los depósitos asociados al relleno del Valle Central, y los rellenos de otros valles, entre los que sobresalen, los depósitos del río Maipo, los cuales forman importantes niveles de terrazas. El límite superior de esta unidad de depósitos está aproximadamente a los 1500 m s.n.m., sobre la cual los depósitos fluviales gradan a glaciofluviales (Thiele, 1980; Ormeño, 2007).

##### **1.8.2.2 Depósitos lacustres**

Corresponden a depósitos de reducidas dimensiones, acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o de depósitos producidos por desmoronamientos en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso. Se caracterizan por su granulometría fina, comúnmente limos y arcillas y presentarse finamente laminados (Thiele, 1980).

##### **1.8.2.3 Depósitos de remociones en masa**

Presentan gran distribución espacial. Los materiales de los depósitos más jóvenes están completamente sueltos y se presentan estabilizados, sin embargo, ciertos niveles de inestabilidad que podrían generar movimientos de volúmenes importantes. Se incluyen variados derrumbes de cerros en el valle de la quebrada Arrayán y río Colorado, y en particular los deslizamientos de Las Cortaderas y Mesón Alto en el río Yeso, El Manzanito y El Ingenio en el río Maipo, y La Engorda en el río Colina, entre otros de menor tamaño (Thiele, 1980; Chiu, 1991; Sepúlveda et al., 2008; Antinao & Gosse, 2009).

#### 1.8.2.4 Depósitos coluviales

Depósitos ampliamente distribuidos en la zona cordillerana, sin embargo existen sectores en que su extensión y potencia es mayor, ejemplos de ellos son: ladera norte del valle del río Maipo en el sector de San Alfonso; en ambas laderas del valle del río Volcán, en el trayecto entre su confluencia con el río Maipo y la confluencia con los esteros Colina y La Engorda. Importantes depósitos de coluvios se desarrollan también en la ladera izquierda del valle del río Yeso, situadas inmediatamente al sur del Embalse El Yeso (Moreno et al., 1991).

Se presentan como depósitos con estratificación interna poco definida y en muchas ocasiones solo insinuada, predominando los depósitos de tipo masivo. Estos depósitos con formas laminares se disponen en las laderas y desarrollan pendientes fuertes de unos 20° a 25°, o bien se ubican al pie de laderas contiguando gruesos apilamientos de formas cónicas y con varias decenas de metros de espesor en algunos casos. Su génesis se asocia a meteorización mecánica y química, vinculados al efecto de heladas y variaciones bruscas de la temperatura en las rocas expuestas. Los materiales producidos forman un manto in situ como coberturas de suelos o escombros de falda o eventualmente caen en fragmentos individualmente desde los puntos altos del relieve al pie de los faldeos de la zona, por efecto de la gravedad pero ayudados en menor o mayor grado por aguas que provienen de precipitaciones o fusión de nieves. La edad de formación de estos depósitos es fundamentalmente Holocena (Moreno et al., 1991).

#### 1.8.2.5 Depósitos glaciales

Se reconocen dos unidades depósitos glaciales: los depósitos morrénicos antiguos y depósitos morrénicos recientes. Los depósitos antiguos se ubican entre las cotas 1450 y 1550 m s.n.m. La compactación y meteorización de los depósitos morrénicos, la ausencia de depósitos equivalentes río abajo y la cota en que se encuentran, permiten asignarles una edad Pleistocena superior. Por su parte, los depósitos recientes se ubican entre las cotas 2000 y 4000 m s.n.m., y corresponden a morrenas laterales, frontales y de fondo, ligados a glaciares en retroceso, ubicados en valles en dirección aproximada norte-sur (Chiu, 1991). Evidencias de acumulaciones asociadas a morrenas terminales y de retroceso se observan en los valles de los ríos Colorado, Yeso, Volcán y esteros afluentes (Thiele, 1980).

### 1.8.3 Rocas Intrusivas

La existencia de rocas intrusivas en la zona cordillerana de Chile central ha sido asociada al Mioceno-Plioceno, se expresan en cuerpos de poca extensión correspondientes a franjas de dirección norte-sur, las cuales se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el este (Thiele, 1980; Skewes et al., 1991).

#### 1.8.3.1 Intrusivos del Mioceno Inferior

Están constituidos por plutones (20-18 Ma AP), que se encuentran intruyendo a la Formación Abanico, su litología principal corresponde a granodioritas. Este grupo destacan el Plutón La Obra y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997). La similitud entre la química y las edades del Plutón La Obra y la franja oriental de la Formación Abanico sugieren una relación genética entre ambos (Kay & Kurtz, 1995).

### 1.8.3.2 Intrusivos del Mioceno Superior

Estos Intrusivos se asocian a edades que varían entre los 13-8 Ma AP. Se ubican al oriente de la franja de Intrusivos del Mioceno Inferior. Destacan el Plutón San Gabriel (confluencia de los ríos Volcán, Yeso y Maipo), Plutón La Gloria (en el valle del río Colorado), Cerro Mesón Alto, Intrusivo Lago Yeso e Intrusivo Colina (Portezuelo Colina). La litología principal de estos cuerpos corresponden a granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997; Deckart et al., 2005; Deckart & Godoy, 2006). La similitud entre la edad, características químicas y las relaciones de contacto de estos cuerpos con la Formación Farellones sugiere una relación genética entre ambos (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997; Kay et al., 2005).

### 1.8.4 Estructuras

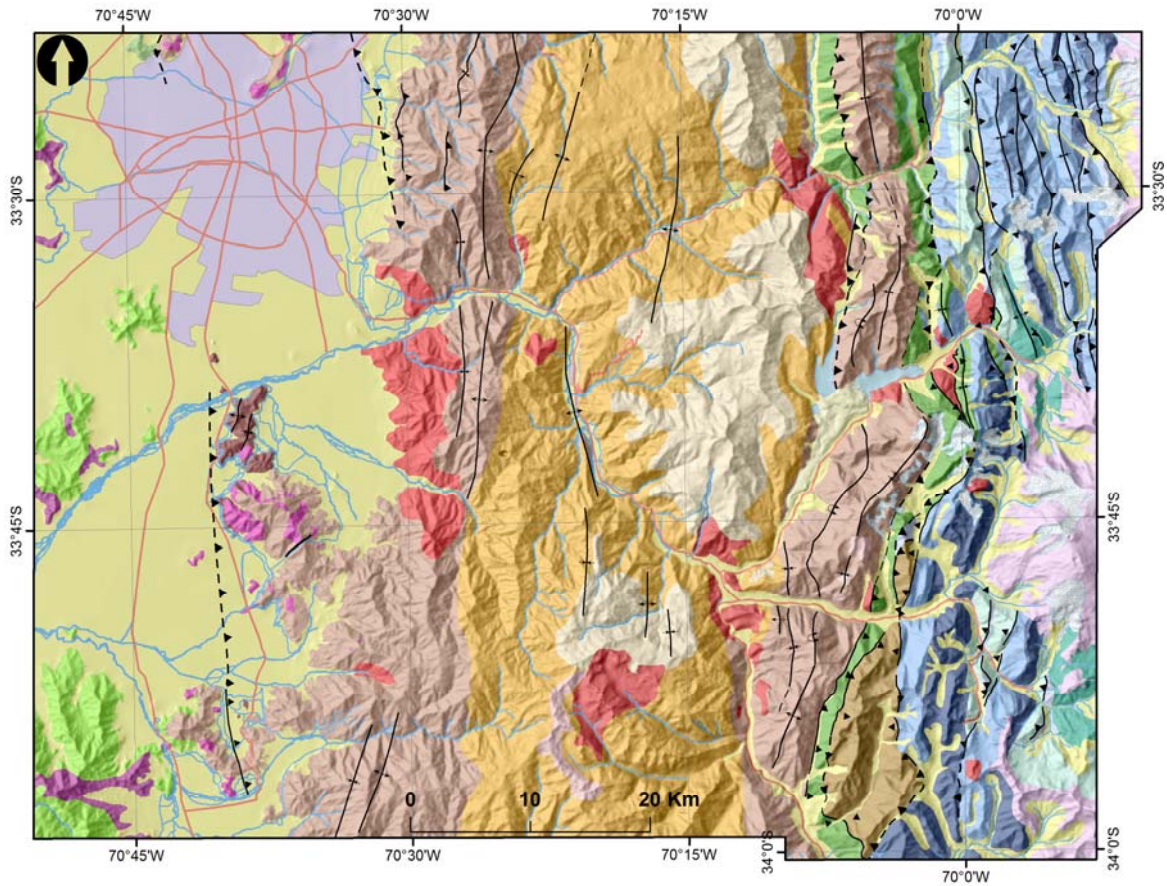
En general, las estructuras mayores presentan rumbo aproximado norte-sur. Corresponden principalmente a pliegues asimétricos con ejes de rumbo norte-noreste y fallas inversas de la misma orientación con vergencia tanto al este como al oeste (González, 1963; Thiele, 1980; Thiele et al., 1991; Charrier et al., 2002a, 2005; Fuentes et al., 2002; Rauld, 2002).

Considerando el perfil este-oeste, se observa una secuencia de anticlinales y sinclinales cada vez más apretados y volcados hacia el este de la cadena, los cuales forman parte de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, que afecta principalmente a rocas Mesozoicas (Thiele, 1980; Giambiagi, 2003; Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003; Rauld, 2002).

En el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal Occidental y Oriental (cuenca de Abanico), el orógeno muestra un sistema de fallas de doble vergencia, el cual preserva una parte central prácticamente sin deformación (Farías, 2007).

Las principales estructuras de Los Andes de Santiago corresponden a las fallas de San Ramón, Chacayes-Yesillo, Laguna Negra y El Diablo. Esta última ubicada muy cerca del área de estudio de la presente investigación.





### Legenda

#### Rocas Estratificadas

- Formación Lo Valle
- Formación Colimapu
- Formación Las Chilcas
- Formación Lo Valdés
- Formación Río Damas
- Yeso
- Formación Río Colina
- Formación Nieves Negras
- Formación Farellones (Miembro Superior)
- Formación Farellones (Miembro Inferior)
- Formación Abanico
- Unidad Cerro Retumbadero
- Estratos del Cordón de los Ratones

#### Depósitos

- Depósitos Aluviales y Fluviales Recientes
- Depósitos de Ceniza Pleistocenos
- Depósitos de Remociones en Masa
- Volcanismo Pleistoceno - Holoceno
- Glaciares
- Lagunas

#### Rocas Intrusivas

- Intrusivos Pliocenos-Pleistocenos
- Intrusivos del Mioceno Medio - Superior
- Intrusivos del Mioceno Inferior
- Intrusivos Hipoabisales del Eoceno - Mioceno Inferior
- Intrusivos del Cretácico Superior

#### Estructuras

- Anticlinal
- Sinclinal
- Homoclinal
- Sinclinal Volcado
- Anticlinal Volcado
- Traza de Eje
- Falla Inversa
- Falla Inversa Inherida
- Traza de Falla

#### Simbología

- Caminos
- Hidrografía
- Santiago

Figura 8: Mapa Geológico Regional (33°30'-34°0'S y 70°0'-70°45'W). Fock (2005).

## 1.9 Planteamiento Conceptual

En la presente investigación, la estimación de las ELA's y su evolución espacio-temporal desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad considera tres componentes principales: a) la estimación de las ELA's modernas a través del análisis de sensores remotos, b) la identificación de estadios glaciales del Pleistoceno tardío - Holoceno y su cronología absoluta y c) la estimación de las paleo-ELA's de los sistemas y estadios glaciales identificados en el punto b. Estas tres líneas principales de estudio tienen por finalidad cumplir con el objetivo general de la tesis, es decir, **"Determinar la distribución regional y los factores que han controlado la ELA en los Andes Subtropicales de Santiago en Chile central durante el último ciclo glacial-interglacial"**.

Para esto se aplican diferentes metodologías y enfoques de análisis que permiten a) determinar las Alturas de las Líneas de Equilibrio glaciario, para el período histórico, en forma sistemática y continua, aplicado a escala de cuenca y considerando un período homologable con datos climáticos, es decir, 30 años o más; el punto a) incluye también el análisis de datos climáticos de primer orden para el mismo período; b) identificar y caracterizar en detalle los sistemas glaciales del valle del río Volcán y determinar su cronología absoluta a través de distintos métodos de datación; la componente b) abordada en el capítulo IV tiene por objetivo entregar una base robusta a la estimación de paleo-ELA's aplicada en el capítulo V de la presente tesis; el punto c) toma los datos de estimación de ELA's modernas así como también los resultados del capítulo de geomorfología y geocronología para aplicar y comparar diferentes métodos de estimación de ELA's, con el fin de determinar la dinámica de las ELA's en el valle del río Volcán desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad considerando para ello el método más preciso disponible a la fecha.

El detalle y resumen de cada línea o componente de la investigación se explica a continuación:

a) Estimación de ELA's actuales a través del análisis de imágenes satelitales, este método permite realizar un estudio continuo a escala de cuenca de la evolución espacio-temporal de las Alturas de las Líneas de Equilibrio modernas en el valle del río Volcán. Existen diferentes métodos y mecanismos para identificar ELA's actuales, por ejemplo a través de mediciones con laser LIDAR, mediciones en terreno a través de la instalación de balizas y el cálculo de balances de masa en glaciares de Los Andes frente a Santiago. Ejemplo de ello, es el glaciar Echaurren que ha sido monitoreado por la DGA desde aproximadamente 1975 a través de la instalación de balizas y el cálculo de balance de masa. Posteriormente se han complementado estas mediciones con levantamiento topográfico laser aerotransportado (LIDAR) para el glaciar Echaurren e incorporando al monitoreo el glaciar San Francisco en la cuenca del río Volcán; en ambos casos, la medición LIDAR se realizó el año 2009.

Estos métodos de adquisición de datos (balizas y LIDAR), tienen limitantes espaciales y temporales, ya que son aplicados a dos glaciares en particular (Echaurren y San Francisco) y consideran datos de años, los que en el caso del glaciar San Francisco, no son continuos. El cálculo del balance de masa, para el glaciar San Francisco ha sido calculado considerando los datos LIDAR de abril del 2009 y mediciones DGPS del año 2014, el análisis consiste en evaluar las diferencias de altura (elevación) que indican los dos métodos en el período considerado (2009-2014). Lo limitado del período no permite el vínculo con el clima, ya que no alcanzan los 30 años de continuidad, existiendo además diferencias importantes en los métodos de captura de datos para los años considerados (2009 y 2014).

b) Identificación de sistemas glaciales en el valle del río Maipo y geocronología. A través de levantamiento geomorfológico y estratigráfico de detalle se identificaron y estudiaron dos sistemas glaciales en el valle del río Volcán. En cada sistema glacial se tomaron muestras, las que fueron procesadas en distintos laboratorios con los métodos de datación más adecuados para cada uno de los sistemas y depósitos obtenidos. Se aplicaron dataciones OSL para depósitos fluvio-glaciales,  $^{14}\text{C}$  para depósitos glaciolacustres y fluvio-glaciales y método cosmogénico  $^{36}\text{Cl}$  para bloques morrénicos. La selección del método de datación cosmogénico se basa en los siguientes criterios:

i. Escasez y mal estado de minerales de cuarzo que imposibilitan cumplir con las cantidades mínimas de mineral a datar (50 gramos) y con los estándares de calidad de la muestra requeridos para aplicar el método cosmogénico  $^{10}\text{Be}$ ; ii. Resultados deficientes y sobreestimación de edades al aplicar el método cosmogénico  $^3\text{He}$ , se asume que la inestabilidad propia del gas noble utilizado alteran los resultados de las dataciones; iii. La experiencia en estudios anteriores y resultados robustos de edades aplicando el método cosmogénico  $^{36}\text{Cl}$  en la zona de Los Andes frente a Santiago, constituyen las motivaciones principales para realizar las dataciones con este método cosmogénico.

c) Aplicación de distintos métodos de estimación de paleo-ELA's utilizando los resultados del levantamiento geomorfológico, estratigráfico y geocronológico, que permiten determinar, a través del estudio comparativo de métodos, la variación y dinámica de las ELA's a escala geológica y su vínculo con el comportamiento actual de las ELA's en el valle del río Volcán de manera precisa y sistemática, entregando resultados consistentes con antecedentes regionales y globales.

Como resultado de la aplicación de los procesos y análisis de los puntos a, b y c se obtienen datos inéditos de las sistemas glaciales de Los Andes centrales frente a Santiago y las dinámicas de las ELA's de cada estadio glacial. Lo anterior permite discutir profundamente, las implicancias paleoclimáticas en el desarrollo de la presente investigación y entregar bases robustas para futuras investigaciones en el área de Los Andes subtropicales.

## 1.10 Hipótesis

*La posición de la ELA y los máximos avances glaciares a escala del Pleistoceno tardío – Holoceno en la cordillera de los Andes Subtropicales frente a Santiago, han estado condicionados, en forma disímil, por factores climáticos como la temperatura y la precipitación efectiva, así como por la topografía.*

*Mientras el avance de los glaciares ha estado condicionado fundamentalmente por la precipitación, su retroceso ha respondido a los cambios en la temperatura. Durante la Última Glaciación, el avance de los glaciares en Chile central, fue condicionado fundamentalmente por la precipitación.*

## 1.11 Objetivos

### 1.11.1 Objetivo General:

Determinar la distribución regional y los factores que han controlado la ELA en los Andes Subtropicales de Santiago en Chile central durante el último ciclo glacial-interglacial.

### 1.11.2 Objetivos Específicos:

- ❖ Determinar la posición de los glaciares durante el Pleistoceno tardío y Holoceno, incluyendo el período histórico, en función de estudios geomorfológicos, geocronológicos y de imágenes satelitales en la Cordillera Principal.
- ❖ Determinar la posición moderna de la ELA a partir de análisis de datos históricos, y su relación con el clima regional.
- ❖ Determinar los factores que han condicionado la posición de la ELA desde la última glaciación hasta el actual.

## 2. Metodología

---

### 2.1 Análisis histórico de la posición de los glaciares

Se realiza un estudio glaciológico de la posición de los glaciares en tiempos históricos a partir de imágenes satelitales y la aplicación de índices normalizados.

La selección de imágenes satelitales utilizadas en el análisis (Tabla 1) se basa en los criterios de: [1] disponibilidad de escenas ya que se trabajó con imágenes gratuitas, [2] análisis del comportamiento a escala decadal en los primeros tres años (1989, 1999 y 2007) y análisis del comportamiento interanual en los últimos tres años (2013, 2014 y 2015) y [3] años que no presentaran anomalías pluviométricas asociadas a fenómenos ENSO fase *El Niño*.

Las imágenes se procesaron como muestra la Figura 9, aquí se esquematizan los procesos aplicados a cada escena. El proceso de corrección geométrica de cada escena está incluido en el paquete de descarga de imágenes del sensor Landsat, por tanto, se utilizó la georreferenciación que, por defecto, incluye cada imagen. La corrección radiométrica aplicada en el análisis consistió en calibrar los datos de la imagen convirtiendo los números digitales (DN) a valores de radiancia y reflectancia, utilizando los datos de calibración del sensor (ENVI Radiometric Calibration, 2015).

La radiancia corrige los superávits y desfases de cada escena. La ecuación utilizada para la calibración es la siguiente:

$$L\lambda = Gain * PixelValue + Offset \quad (1)$$

Las unidades consideradas para la radiancia son  $W/(m^2 * sr * \mu m)$ .

La reflectancia considera la reflectancia en el tope de la atmósfera (de 0 a 1). Esta opción considera los superávits, desfases, radiación solar, elevación del sol y la fecha de adquisición definida en los metadatos. La ecuación utilizada para el cálculo de reflectancia es la siguiente:

$$\rho\lambda = \frac{\pi L\lambda d^2}{ESUN\lambda \sin\theta} \quad (2)$$

Donde,

$L\lambda$  = radiancia en unidades  $W/(m^2 * sr * \mu m)$ .

$d$  = distancia tierra-sol, en unidades astronómicas.

$ESUN\lambda$  = radiación solar, en unidades  $W/(m^2 * \mu m)$ .

$\theta$  = elevación solar en grados.

Para las escenas Landsat 8, los superávit y desfases de reflectancia han sido escalados por el seno (sin) de la elevación solar.

**Tabla 1: Información de sensores remotos utilizados: fecha de adquisición, imagen, resolución, columna y fila de referencia.**

| Fecha de Adquisición | Imagen Satelital | Resolución | Columna | Fila   |
|----------------------|------------------|------------|---------|--------|
| 1989/03/17           | L4-5 TM          | 30 m       | 233     | 083    |
| 1999/02/26           | L4-5 TM          | 30 m       | 232     | 083/84 |
| 2007/03/04           | Landsat ETM+     | 30 m       | 232     | 083/84 |
| 2013/04/21           | Landsat 8        | 30 m       | 232     | 083/84 |
| 2014/03/23           | Landsat 8        | 30 m       | 232     | 083/84 |
| 2015/03/10           | Landsat 8        | 30 m       | 232     | 083/84 |

Fuente: Elaboración propia.

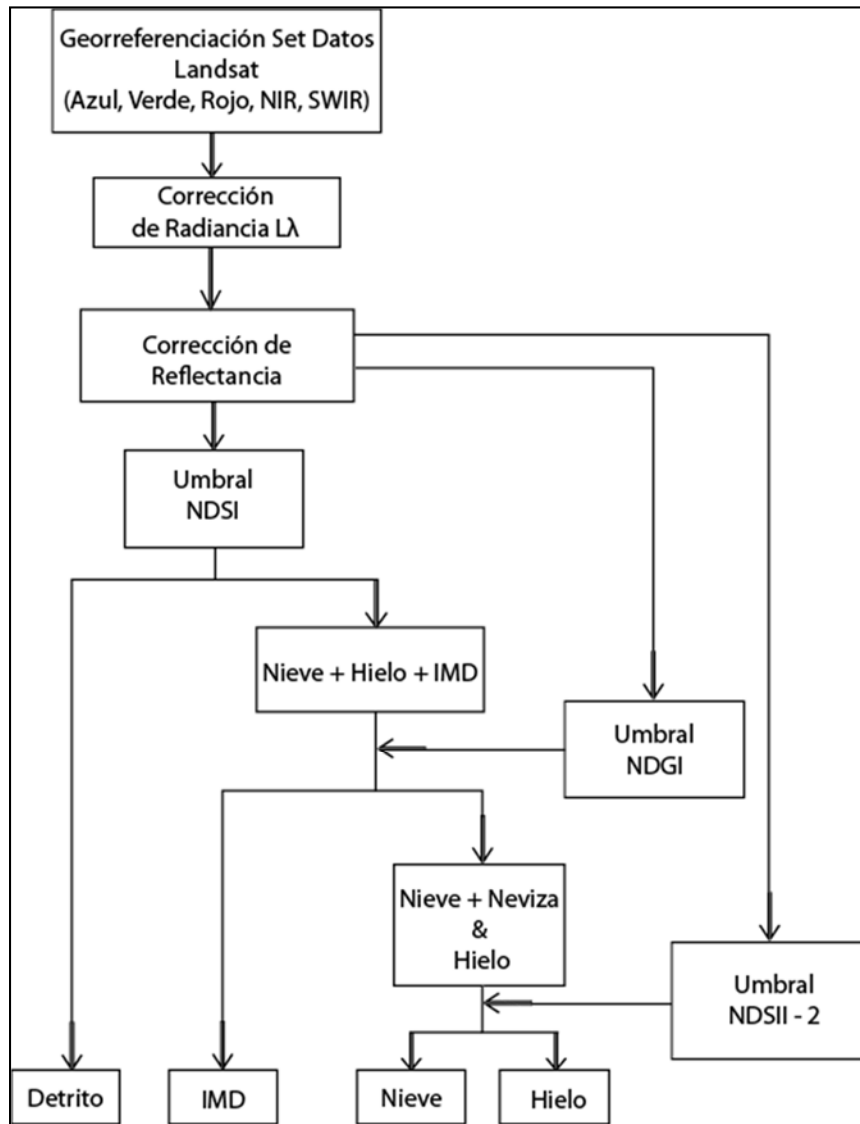


Figura 9: Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales. Modificado de Keshir et al. (2009).

La existencia de tres poblaciones o clases observadas en el histograma del NDSII-2 (Sección 2.1.1 aplicación de índices normalizados) generó la necesidad de aplicar un nuevo umbral para el índice, el diagrama de flujo de trabajo queda entonces expresado como muestra la Figura 10.

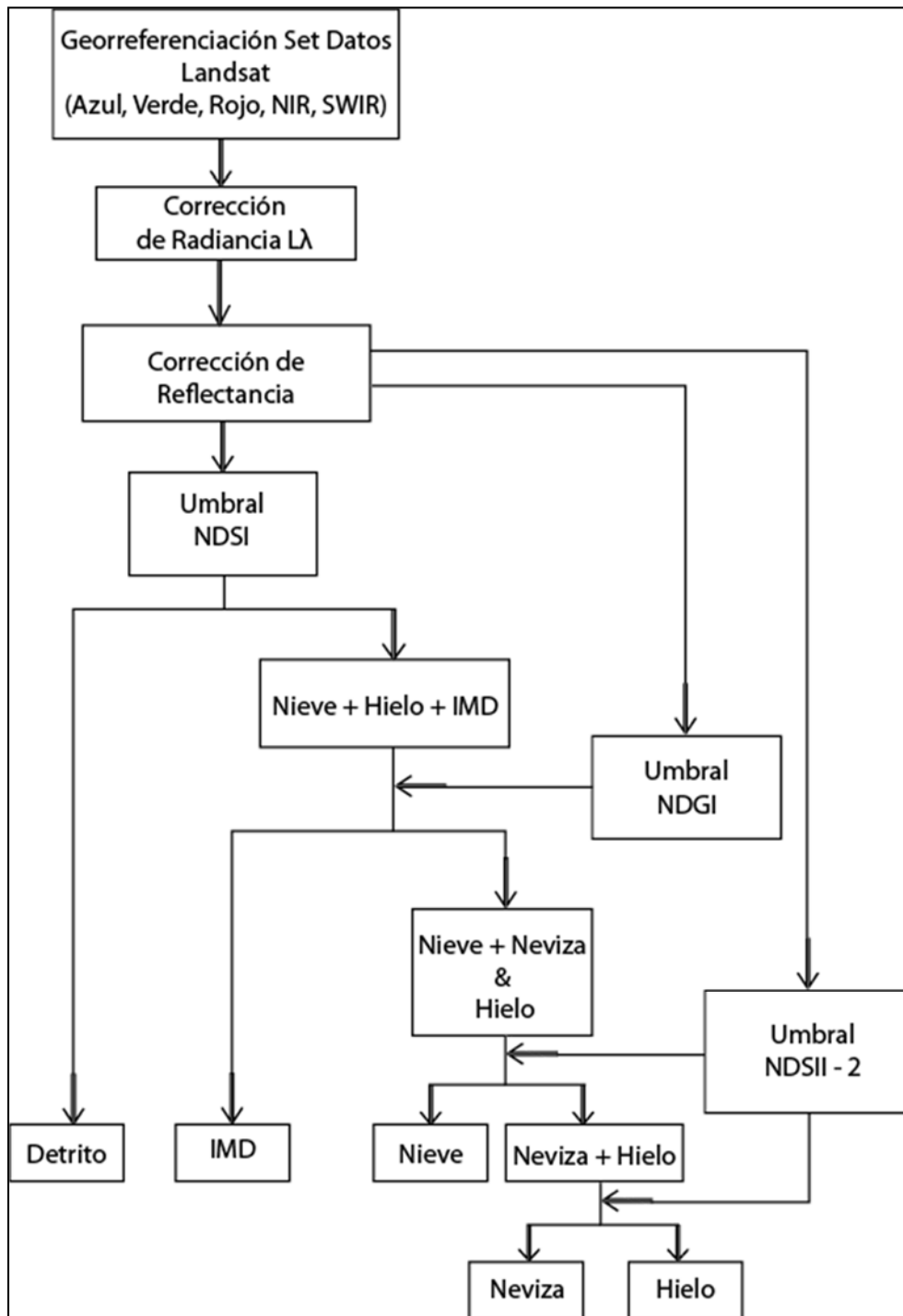


Figura 10: Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales que incluye dos umbrales para el índice NDSII-2. Modificado de Keshir et al. (2009).

La escarpada topografía de la cordillera genera incertidumbres en las clasificaciones, en especial en aquellos sectores dominados por sombra; estas áreas varían de acuerdo a la escena y cubren en ciertos años considerables áreas de la cuenca analizada, la imagen 2013 es la escena con mayor cantidad de área sombreada. Esta condición introduce un factor de error importante, debido a que todos los sectores sombreados quedaban clasificados como detritos, por lo que se generó un nuevo índice que permite discriminar sectores de sombra real y aquellas áreas que están sombreadas pero que representan una clase de cobertura supraglacial distinta (nieve, firn o hielo). La aplicación de este índice entrega una nueva clase que se denominó IMD+Shadow. El diagrama de flujo de trabajo resultante final aplicado a todas las escenas se presenta en la Figura 11.

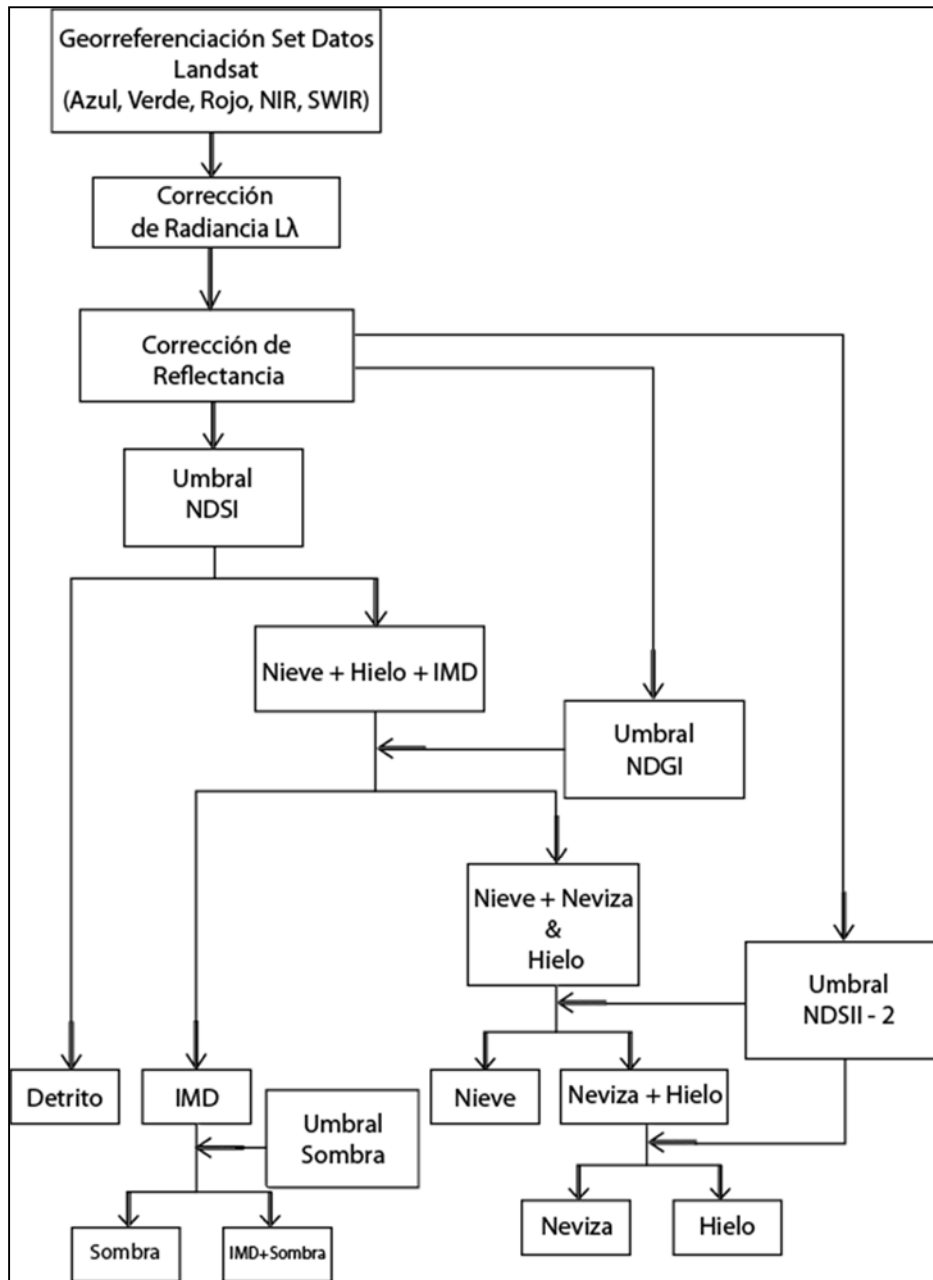


Figura 11: Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales incluyendo discriminación de sombra y aplicación de índice IMD+Shadow. Modificado de Keshir et al. (2009).



## 2.1.1 Aplicación de índices normalizados

La identificación y delimitación de glaciares en forma manual es bastante precisa, sin embargo, presenta limitaciones debido a que sólo es posible diferenciar y clasificar cuerpos de hielo de acuerdo a su cobertura superficial y no permite la discriminación de sectores cubiertos por hielo, firn o nieve. La aplicación de índices normalizados facilita la identificación y sistematiza el análisis aplicado a sensores remotos y se presenta como una herramienta alternativa para el análisis de variaciones de superficies glaciales.

### 2.1.1.1 Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NDSI)

Se define como la diferencia de reflectancia observada en una banda visible (green) y la banda infrarrojo de onda corta (SWIR) dividida por la suma de las dos reflectancias. El índice utiliza las características espectrales de nieve/hielo (Figura 12): una alta reflectancia en la región visible y una fuerte absorción en la región SWIR (Dozier, 1989; Hall et al., 1995).

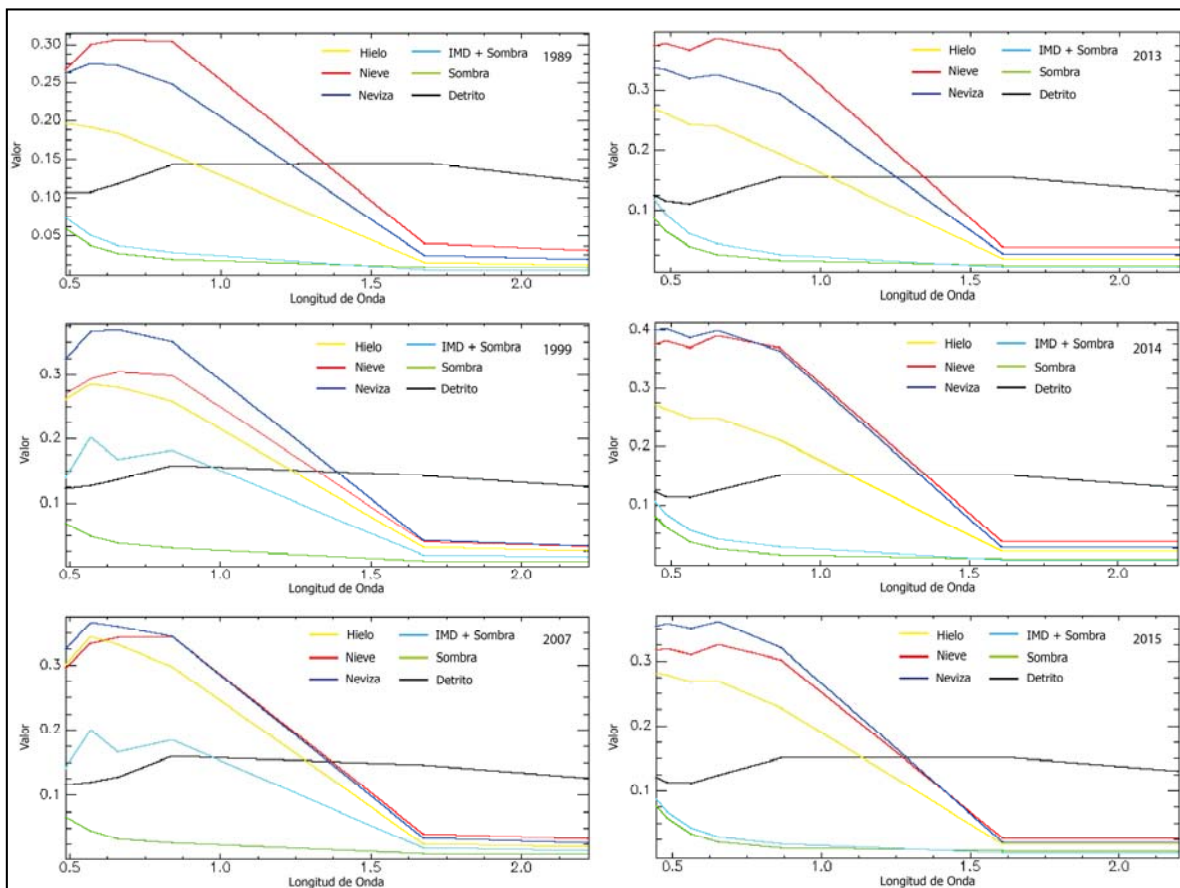


Figura 12: Curvas Espectrales para las diferentes clases para los años 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.

Su formulación matemática es:

$$NDSI = \frac{Green(B2 \text{ or } B3) - SWIR(B5 \text{ or } B6)}{Green(B2 \text{ or } B3) + SWIR(B5 \text{ or } B6)} \quad (3)$$

El rango de longitudes de onda SWIR 1,55-1,70  $\mu\text{m}$  común en diversos sensores multispectrales satelitales se ha utilizado ampliamente para el cálculo de la NDSI (Keshri et al., 2009). La banda equivalente a esta longitud de onda en imágenes Landsat varía de acuerdo al sensor, pudiendo corresponder a la banda 5 (B5) para Landsat TM y ETM+ o bien banda 6 para Landsat 8 (B6), el detalle de los rangos de longitudes de onda de acuerdo al sensor utilizado se presenta en la Tabla 2.

**Tabla 2: Rangos de longitudes de onda y ancho de bandas espectrales y reflectancia de los diferentes sensores (en  $\mu\text{m}$ ).**

| Banda        | Landsat TM<br>( $\mu\text{m}$ ) | Landsat<br>ETM+<br>( $\mu\text{m}$ ) | Landsat 8<br>( $\mu\text{m}$ ) | N° Banda<br>Landsat<br>TM/ETM+ | N° Banda<br>Landsat 8 |
|--------------|---------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------|
| <b>Blue</b>  | 0,45 – 0,52                     | 0,45 – 0,52                          | 0,45 – 0,51                    | 1                              | 2                     |
| <b>Green</b> | 0,52 – 0,60                     | 0,51 – 0,61                          | 0,53 – 0,59                    | 2                              | 3                     |
| <b>Red</b>   | 0,63 – 0,69                     | 0,63 – 0,69                          | 0,64 – 0,67                    | 3                              | 4                     |
| <b>NIR</b>   | 0,76 – 0,90                     | 0,75 – 0,90                          | 0,85 – 0,88                    | 4                              | 5                     |
| <b>SWIR</b>  | 1,55 – 1,75                     | 1,55 – 1,75                          | 1,55 – 1,65                    | 5                              | 6                     |

Fuente: Modificado de Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers y <http://landsat.usgs.gov>.

Una vez aplicado el índice normalizado NDSI se observó en los histogramas una distribución de frecuencias principalmente bimodal, esta distribución se presenta con mayor claridad en los sensores Landsat 8, es decir, en las imágenes actuales; en las imágenes Landsat TM y ETM+ la determinación de las dos poblaciones es menos nítida, sin embargo se han distinguido de igual forma.

El máximo valor que representa a una población con valores bajos de NDSI se asocia con superficies de detritos, por su parte, el máximo que representa altos valores de NDSI es asociado a la nieve, hielo y a la mezcla de hielo y detritos (IMD o Ice Mixed Debris); esta clase se clasificó como “Snow + Ice + IMD”.

La selección de un valor de umbral apropiado en la distribución de frecuencias del NDSI es una tarea fundamental, ya que incluso un pequeño error puede conducir a una sobreestimación o subestimación de las coberturas supraglaciales identificadas, es por ello que la aplicación de los índices involucra una clasificación supervisada y la corroboración constante de la imagen. Los umbrales varían de acuerdo al sensor, a las estaciones y a las fechas consideradas (Dozier, 1989; Hall et al., 1995).

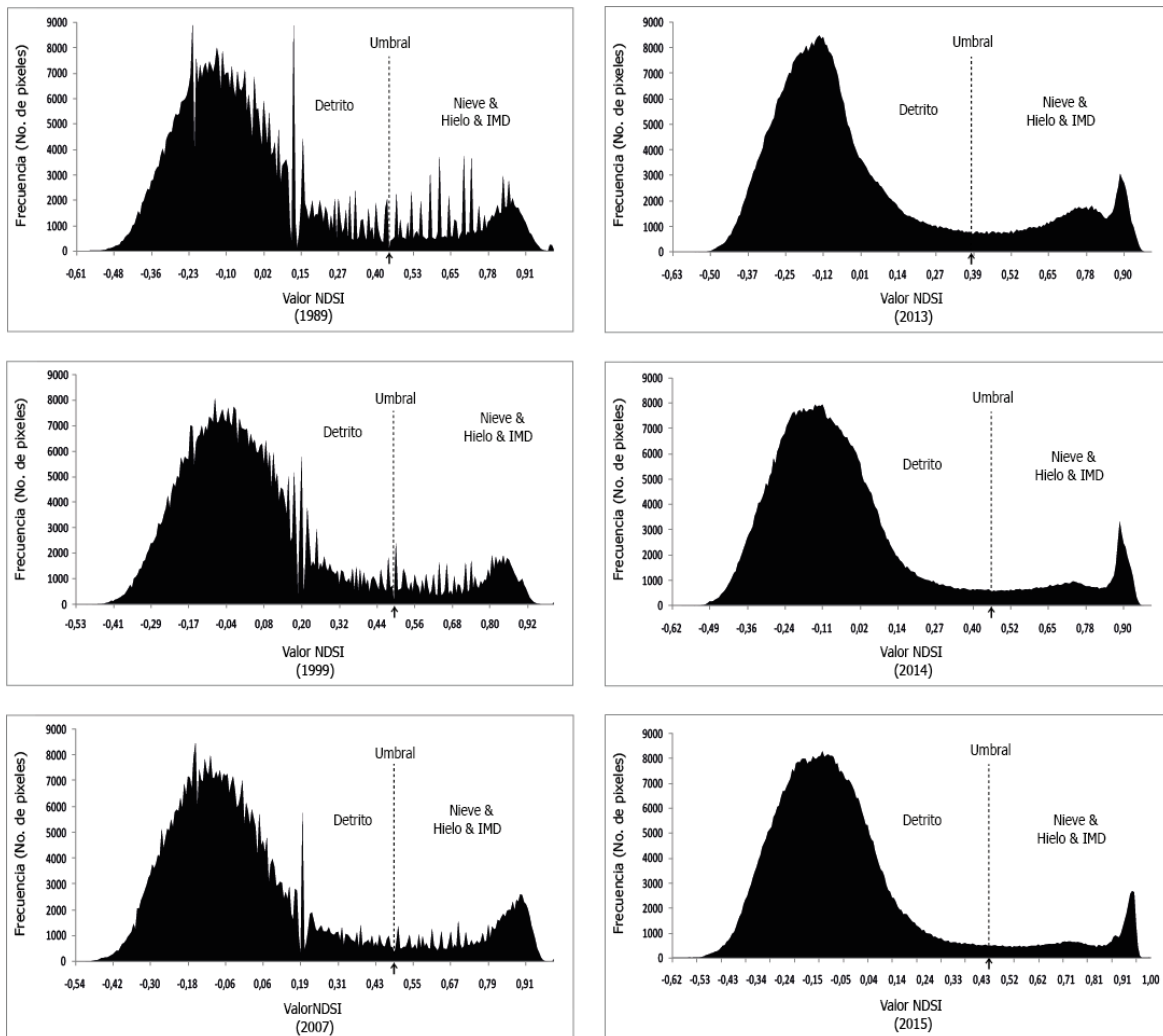
Para cada imagen considerada en este estudio se seleccionó un valor umbral NDSI individual que se presenta en la Figura 13 y Tabla 3. Para la selección de los umbrales se utilizó un enfoque estadístico (Gupta et al., 2005; Keshri et al., 2009), basado en el uso del valor mínimo en el punto más bajo de la distribución de frecuencia bimodal como límite entre las dos poblaciones.

En la distribución de frecuencias NDSI para el área de estudio, considerando todas las escenas utilizadas, los valores umbrales observados están en el rango de 0,44 – 0,48 (Tabla 3), valores similares a los reportado en general correspondiente a 0,4 (Dozier, 1989; Hall et al., 1995) y más bajos que los reportados en Keshri et al. (2009), donde consideran un umbral de 0,61, atribuido a la saturación de la ASTER B1 banda sobre la nieve y las posibles variaciones estacionales en las propiedades espectrales de las clases.

**Tabla 3: Valores de umbrales para la discriminación de clases o poblaciones aplicados a los índices normalizados NDSI, NDGI y NDSII-2 para cada escena analizada.**

| Año Escena | NDSI   | NDGI   | NDSII-2 | NDSII-2' | IMD+Shadow |
|------------|--------|--------|---------|----------|------------|
| 1989       | 0,4451 | 0,0731 | 0,0392  | 0,0665   | 0,55       |
| 1999       | 0,4895 | 0,0778 | 0,0175  | 0,0231   | 0,73       |
| 2007       | 0,4870 | 0,0798 | 0,0246  | 0,0349   | 0,58       |
| 2013       | 0,3868 | 0,0855 | 0,0315  | 0,0458   | 0,55       |
| 2014       | 0,4607 | 0,0964 | 0,0216  | 0,0413   | 0,50       |
| 2015       | 0,45   | 0,1106 | 0,0392  | 0,0463   | 0,43       |

Fuente: Elaboración propia.



**Figura 13: Histogramas de Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NDSI) para los años: 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.**

### 2.1.1.2 Índice de Diferencia Normalizada Glaciar (NDGI)

Una vez aplicado el NDSI y generada la discriminación de las superficies cubiertas por "Nieve + Hielo + IMD" de aquellas superficies consideradas como debris (detritos), se requiere aplicar el siguiente paso, consistente en profundizar las diferenciaciones de las superficies clasificadas como "Nieve + Hielo + IMD", para el logro de este propósito, se consideraron las características espectrales de estas clases de cobertura supraglaciares a través del análisis de las bandas del espectro visible, específicamente la verde (green) y roja (red) (Figura 12). La pendiente espectral en estas dos bandas para el IMD es claramente diferente a la de la nieve/hielo, por lo que se propone la aplicación de un nuevo índice, el NDGI.

Su formulación matemática es:

$$NDGI = \frac{Green(B2 \text{ or } B3) - Red(B3 \text{ or } B4)}{Green(B2 \text{ or } B3) + Red(B3 \text{ or } B4)} \quad (4)$$

La Figura 14 muestra que la distribución de frecuencias del NDGI posee, al igual que en NDSI, un comportamiento bimodal, y se puede utilizar para la discriminación de las áreas cubiertas por nieve/hielo de aquellas áreas donde predominan las zonas cubiertas por IMD. Los valores umbrales varían de acuerdo al sensor y fecha y se han seleccionado de acuerdo al análisis individual de cada imagen, fluctuando entre 0,07 – 0,11 aproximadamente (Tabla 3).

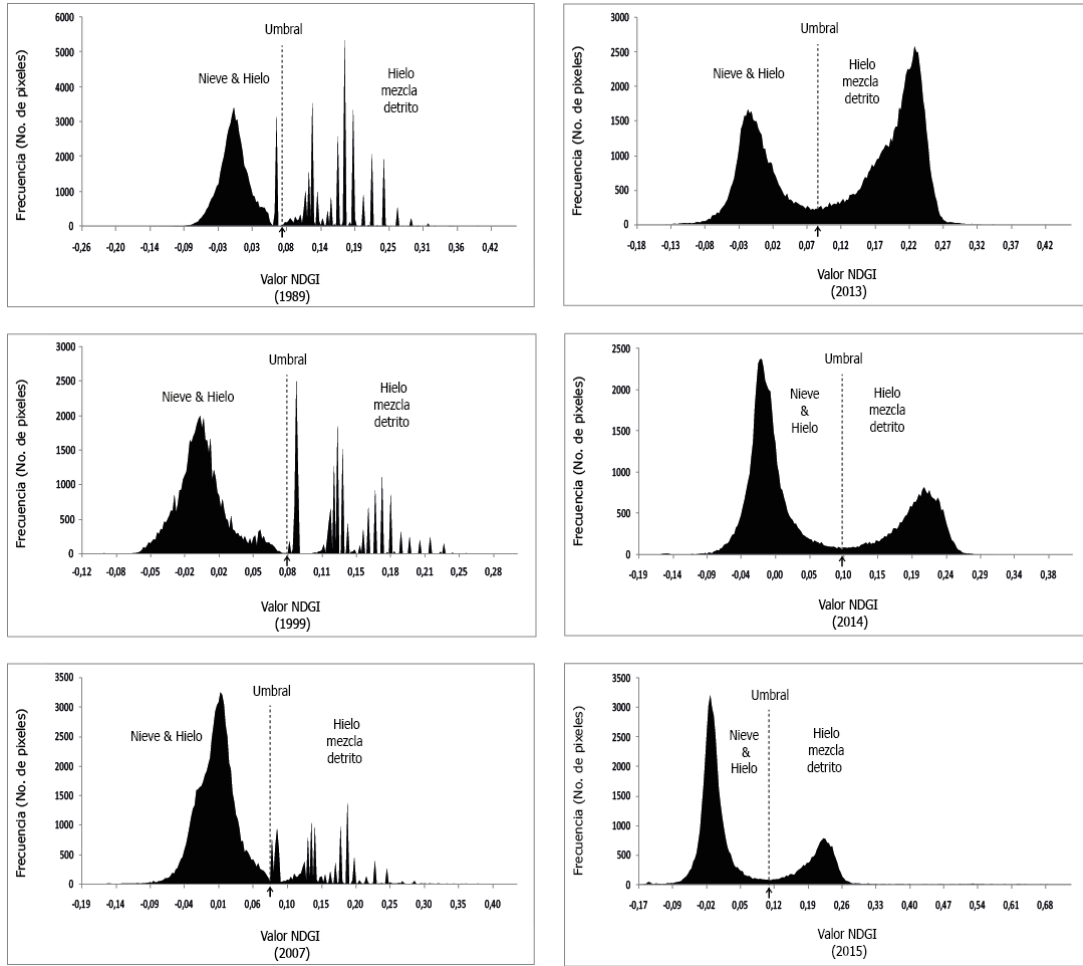


Figura 14: Histogramas Índice de Diferencia Normalizada Glaciar (NDGI) para los años: 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.

### 2.1.1.3 Índice de Diferencia Normalizada de Nieve y Hielo (NDSII-2)

La aplicación del NDGI permite identificar sectores de nieve y/o hielo; sin embargo, para el análisis de ELAs es necesario y fundamental discriminar entre ambas clasificaciones, es por esto que se aplicó un nuevo índice NDSII-2; al analizar las curvas espectrales de la nieve y el hielo entre las bandas visible green y NIR (infrarrojo cercano). Se identificó el potencial de esta región espectral ya que la reflectancia del hielo disminuye hacia el NIR (Figura 12).

Su formulación matemática es:

$$NDSII - 2 = \frac{Green(B2 \text{ or } B3) - NIR(B4 \text{ or } B5)}{Green(B2 \text{ or } B3) + NIR(B4 \text{ or } B5)} \quad (5)$$

La Figura 15 muestran las distribuciones trimodales de frecuencia NDSII-2, que representa la nieve, superficies de hielo y una nueva clasificación. Un análisis detallado del histograma, especialmente de las imágenes de los últimos años (2013, 2014 y 2015) correspondientes a Landsat 8, muestran dos máximos bien marcados, los cuales permiten discriminar tres poblaciones

o conjuntos, esto lleva a considerar dos umbrales. Esta particular condición permitió diferenciar una nueva población, que es clasificada como neviza. La neviza, en la diagénesis de agua sólida, es el paso intermedio entre la nieve y el hielo y marca una posición clave en la formación de masa glaciar. Los valores de umbrales en el conjunto de datos del área de estudio se determinó entre el 0,01 y 0,03 (Tabla 3), algo diferente del umbral considerado por Keshri et al. (2009), el que corresponde a 0,28, la diferencia radica principalmente en el sensor utilizado.

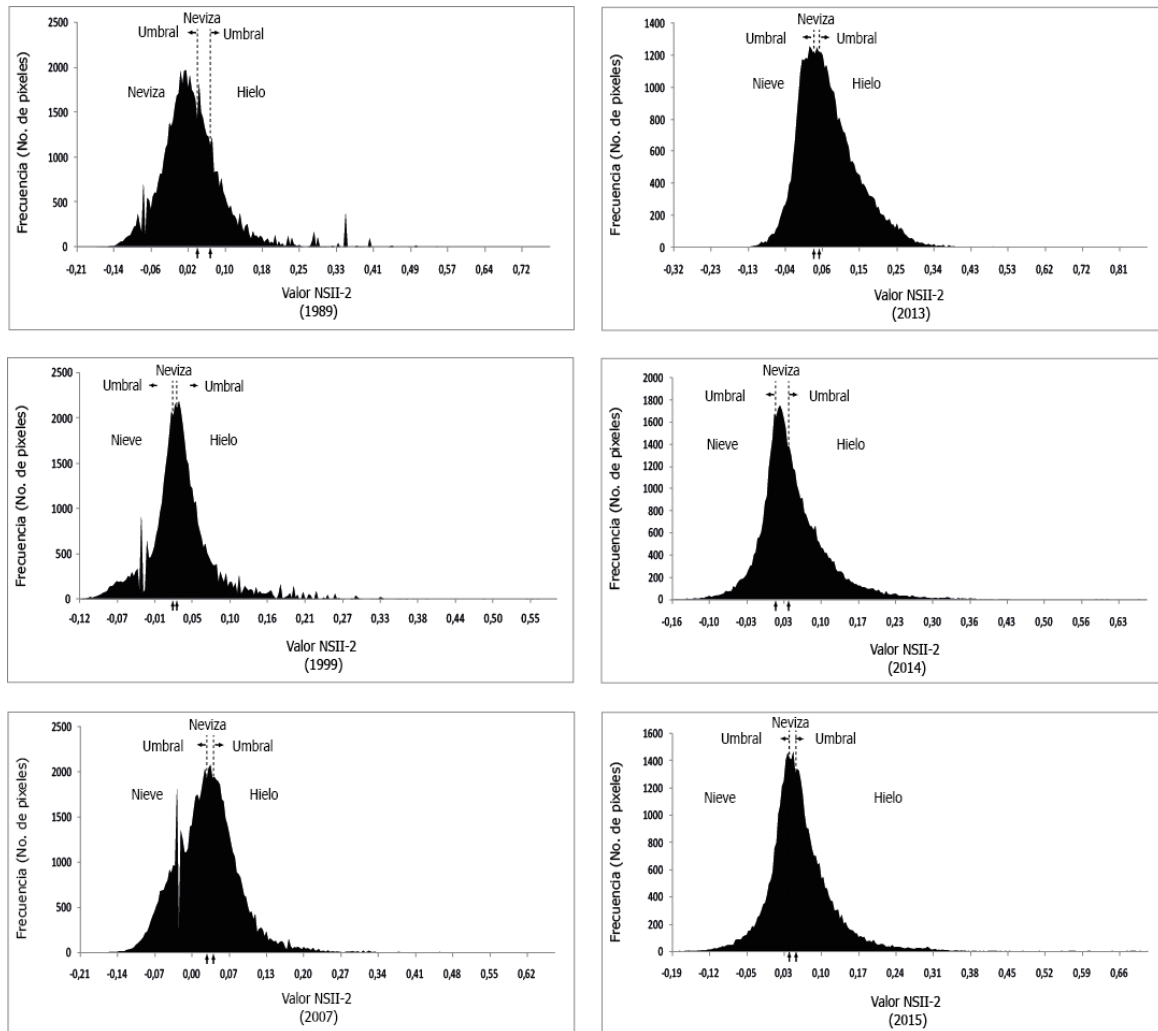


Figura 15: Histogramas Índice de Diferencia Normalizada de Nieve y Hielo (NDSII-2) para los años: 1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015. Elaboración propia.

Es importante tener en cuenta que los valores de umbral son directamente dependientes de las escenas, como se confirma a través del análisis multianual y se requiere un análisis empírico para cada caso.

### 2.1.1.4 Índice de Diferencia Normalizada de IMD y sombra (IMD+Shadow)

La aplicación de los índices anteriores entregan resultados consistentes, sin embargo, las zonas cordilleranas con altas pendientes y abrupta topografía generan amplios sectores con sombra, estas áreas quedan clasificados como detrito. El análisis de cada imagen entregó diferencias importantes en zonas con sombra clasificadas como detrito y la cobertura supraglacial real en estas áreas, por lo tanto, se generó un nuevo índice que permitió discriminar los sectores de sombra real de aquellos que son mezclas de hielo, nieve, neviza, detritos y sombra.

Su formulación matemática es:

$$IMD + Shadow = \frac{NIR(B4 \text{ or } B5) - SWIR(B5 \text{ or } B6)}{NIR(B4 \text{ or } B5) + SWIR(B5 \text{ or } B6)} \quad (6)$$

Así el análisis de zonas de alta montaña permite mayor precisión y entrega certezas en los resultados estadísticos de cada una de las clases identificada permitiendo considerar zonas que anteriormente debían ser excluidas de los estudios debido a las grandes incertezas derivadas de las áreas sombreadas.

Los índices utilizados, sus matemáticas, utilización y referencias se resumen en la Tabla 4

**Tabla 4: Índices espectrales normalizados NDSI, NDGI y NDSII-2, técnicas de extracción de información para el mapeo de coberturas supraglaciales desde sensores remotos y fuentes bibliográficas asociadas.**

| Nombre Índice  | Fórmula  | Utilidad y uso  | Citas y Referencias                |
|--|--|---|------------------------------------|
| <b>Índice Normalizado de Nieve (NDSI)</b>            | $NDSI = \frac{Green - SWIR}{Green + SWIR}$     | Utilizado para el mapeo y diferenciación de áreas cubiertas por nieve y hielo de aquellas áreas sin cobertura de nieve y hielo.           | Dozier (1989), Hall et al. (1995b) |
| <b>Índice Normalizado Glaciar (NDGI)</b>             | $NDGI = \frac{Green - Red}{Green + Red}$       | Utilizado para el mapeo y diferenciación entre las zonas de nieve-hielo y áreas de mezcla de hielo con detritos (IMD o Ice mixed debris). | Shimamura et al. (2006)            |
| <b>Índice Normalizado de Nieve y Hielo (NDSII-2)</b> | $NDSII - 2 = \frac{Green - NIR}{Green + NIR}$  | Utilizado para el mapeo y diferenciación entre la nieve y el hielo.   | Keshri et al. (2009)               |
| <b>Índice Normalizado IMD + Shadow</b>               | $IMD + Shadow = \frac{NIR - SWIR}{NIR + SWIR}$ | Utilizado para el mapeo y discriminación de zonas con sombra y áreas de hielo mezclado con detritos (IMD).                                | Herrera et al. (este trabajo)      |

Fuente: Modificado de Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers.

### 2.1.2 Validación

La validación de los resultados se realizó a través del procedimiento de clasificación supervisada, esto permite la comparación de las imágenes procesadas y clasificadas de cada año con las imágenes RGB respectivas. El procedimiento de clasificación supervisada se utiliza para agrupar píxeles en un conjunto de datos o clases, correspondientes a las clases definidas a través del proceso de aplicación de índices normalizados. Las clases son grupos de píxeles definidos como regiones de interés (ROI), estas se seleccionan como áreas representativas asignadas en la salida a una categoría definida.

El método específico utilizado para la clasificación supervisada es el de Matriz de Confusión, esta matriz es una tabla utilizada para evaluar la precisión de clasificación y la clasificación errónea entre las categorías. La matriz es de tamaño  $m \times m$ , donde  $m$  es el número de clases. Las filas de la matriz representan las clases que se asumen verdaderas, mientras que las columnas representan clases derivadas de las imágenes de teledetección.

### 2.1.3 Análisis climático

Se consideraron datos de precipitación y temperaturas mínimas y máximas de dos estaciones de la región Metropolitana, una localizada en el valle y otra en la zona cordillerana, Quinta Normal y El Yeso, respectivamente. El detalle de estas estaciones se presenta en la Tabla 5.

La selección de ambas estaciones se realizó en base a la extensión y continuidad de las mediciones de los parámetros considerados. Se presenta el análisis anual y trimestral de los años hidrológicos (abril-marzo) del periodo 1964-2015; la discriminación de los meses, trimestres y años válidos se realiza considerando datos diarios de las series que presenten lagunas inferiores al 5% sobre el total de datos considerados, los umbrales son: 28, 87 y 347 días respectivamente, todas las series que contengan vacíos mayores a los determinados en los umbrales fueron ignorados de las estadísticas.

Las anomalías y tendencias de los promedios trimestrales y anuales se calcularon utilizando el test de Mann Kendall; este método no paramétrico permite identificar y evaluar tendencias en series de datos no lineales y distribuciones no normales y ha sido utilizado en diversos trabajos de análisis de tendencias climáticas (Jiang et al., 2013; Yang et al., 2013; Bennet et al., 2016). Se suman a las ventajas del test la baja influencia de los valores extremos de las series en los resultados (Zhang et al., 2010; Caesar et al., 2011). Las pendientes de las tendencias se han calculado utilizando las estimaciones de la pendiente de Sen (1968).

El método de Sen utiliza modelos lineales para estimar la pendiente de las tendencias, las varianzas de los residuales deben ser constantes en el tiempo. Este método ofrece ventajas, entre las que destacan que se permiten valores faltantes y que los datos no están obligados a cumplir una distribución normal. A su vez, este método no está afectado por errores individuales de datos o por valores extremos (Salmi et al., 2002). La pendiente de Sen es un método no paramétrico utilizado para estimar la pendiente verdadera de una tendencia existente, por ejemplo variación por año. Para todas las tendencias se aplicó un valor de significancia  $\alpha = 0.05$ .

Complementariamente se utilizó el método de Makesen del Finnish Meteorological Institute el cual agrupa el test de Mann-Kendall y la pendiente de Sen en un sólo método de cálculo estadístico; la



desventaja de este método consiste en que no entrega el valor p o *p-value*, esta razón fue fundamental al momento de decidir el test estadístico a utilizar en el cálculo de tendencias.

**Tabla 5: Información de Estaciones meteorológicas Quinta Normal y El Yeso, consideradas para el análisis climático.**

| Estación Meteorológica | Latitud  | Longitud | Altura | Institución | Fuente |
|------------------------|----------|----------|--------|-------------|--------|
| Quinta Normal          | -33.445  | -70.6828 | 527    | DMC         | CR2    |
| El Yeso                | -33.6767 | -70.0886 | 2475   | DGA         | CR2    |

Fuente: Elaboración propia.

Los cálculos de grado día de congelamiento consideraron los valores estándares determinados por Expert Team of Climate Change Detection and Indices (ETCCDI), que define como días de heladas o *frost days* todos aquellos cuya temperatura mínima diaria sea menor a 0°C ( $T^{\circ} \text{ daily minimum} < 0^{\circ}\text{C}$ ), se realiza la sumatoria (suma aritmética) de todos los días que presenten temperaturas mínimas  $< 0^{\circ}\text{C}$  (menores a 0°C). Por otra parte, se propone el concepto de grados días de fusión, para el cual se consideraron días sin heladas, es decir, aquellos cuyas temperaturas mínimas diarias sean mayores a 0°C ( $T^{\circ} \text{ daily minimum} > 0^{\circ}\text{C}$ ), se realiza la sumatoria (suma aritmética) de todos los días que presenten temperaturas mínimas  $> 0^{\circ}\text{C}$  (mayores a 0°C).

## 2.2 Identificación de rasgos geomorfológicos asociados a la posición de los glaciares

A través del reconocimiento de rasgos geomorfológicos glaciares se determina la ELA para la cuenca estudiada y sus cambios en el período geológico.

- a) A través de la utilización de imágenes satelitales de alta resolución espacial (SPOT, 5 metros de pixel) se reconocen marcadores geomorfológicos, que permitirán establecer las distintas posiciones de los glaciares, las que serán correlacionadas con eventos de avances de alcance mundial (ej. LGM, *Younger Dryas*, etc.)
- b) Los marcadores geomorfológicos corresponden a morfologías de depósito localizadas en las zonas de ablación glaciario o bien en paleo-zonas de ablación, específicamente morrenas terminales, frontales y laterales. La selección de este tipo de morfología glaciario se sustenta en las investigaciones que demuestran que los depósitos morrénicos marcan los estadios de avance glaciario. Se consideran también morfologías paraglaciales como *outwash plain* que permiten establecer cronologías y máximos estadios glaciares.
- c) La extensión máxima de los paleoglaciares se reconstruye considerando los siguientes criterios: [1] Si existe, la morrena terminal indica la extensión máxima de la lengua del glaciario; [2] las morrenas laterales definen la zona de ablación; [3] la máxima elevación de las morrenas laterales (método MELM) indica la paleo altura de la línea de equilibrio (paleo-ELA); [4] el área de acumulación está definido por la cuenca hidrográfica y la línea de altas cumbres o divisoria de aguas. Con seguridad, no toda la cuenca estuvo cubierta por el hielo, especialmente en áreas con paredes de roca escarpadas y de alta pendiente, las cuales están típicamente libres de hielo, y que se dan en glaciares modernos en las regiones montañosas.

Sin embargo, ya que estas áreas escarpadas contribuyen a la acumulación por avalanchas de nieve, también se cuentan como zona de acumulación. El mapeo se llevó a cabo en el software ArcMAP 10.1. La reconstrucción de la paleo extensión de hielo es fundamental para la estimación de las paleo-ELA's.

- d) La importancia de la identificación, representación y delimitación de las morrenas laterales (Nogami, 1976, 1982; Nesje & Olaf, 2000; Lohse et al., 2009; Wäger, 2010), se vincula a la posibilidad de aplicar el método MELM de reconstrucción de paleo-ELA's en glaciares de valle con fuerte control topográfico (Figura 16).

e)

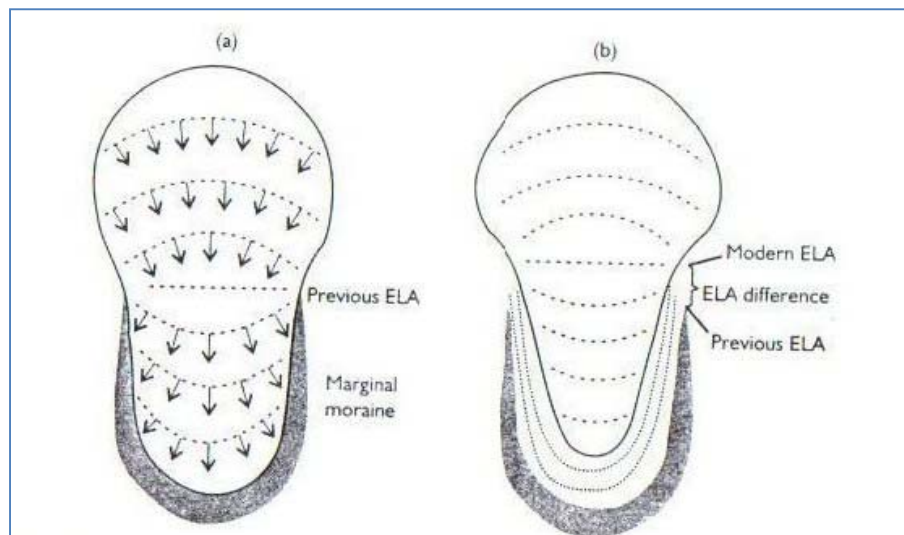


Figura 16: Reconstrucción de paleo-ELA a través del método MELM. (Nesje & Olaf, 2000)

## 2.3 Estimación de la ELA en el período histórico con datos meteorológicos y sensores remotos

Se analizan datos meteorológicos y se realizan análisis en los índices aplicados en las imágenes satelitales, con el fin de estimar y reproducir los cambios históricos de la ELA.

- a) Tal como lo señala Carrasco et al. (2008), los datos de las ELA's de Los Andes del Sur son escasos y están asociados a observaciones de campo (terreno) o bien a delimitaciones a través de imágenes satelitales a fines de la estación de verano. Todo lo anterior explica el carácter esporádico de la información de las ELA's y hace imposible un estudio de las series temporales de las líneas de equilibrio. Se hace necesaria entonces la incorporación de información meteorológica como precipitaciones y altura de la isoterma 0°C para la determinación de la ELA.

- b) En primer lugar se introduce el concepto de altura de línea de nieve normalizado, como la relación entre la ELA (o altura de la línea de nieve regional) y la altura promedio anual de la isoterma 0°C. (Fox, 1993; Condom, 2002; Condom et al., 2007; modificado por Carrasco et al., 2005, para Chile Central):

$$h_{snowline} = ELA - h_{0^{\circ}C} \quad (7)$$

- c) Condom, (2002) y Condom et al. (2007) determinan la altura de la isoterma 0°C, en metros, desde el gradiente de temperatura vertical de temperatura, la que de acuerdo a Aceituno (1996) es 0,65°C (100 m<sup>-1</sup>). De esta forma:

$$h_{0^{\circ}C} = \frac{T}{0,0065} + z \quad (8)$$

Donde,

T= temperatura media anual en °C

Z= elevación de la estación usada para el cálculo.

- d) Fox (1993) establece una relación empírica que vincula la altura de la línea de nieve anual normalizada ( $h_{snowline}$ ) y la precipitación anual P (mm a<sup>-1</sup>) medida en la estación terrestre más cercana, de este modo:

$$h_{snowline} = C_1 - C_2 \log_{10} (P) \quad (9)$$

Donde,

C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub> son constantes no dimensionales obtenidas por regresión lineal de la altura de la línea de nieve normalizada (ecuación (1) y log<sub>10</sub> (P) es el logaritmo de precipitación.

- e) Carrasco et al. (2005) obtiene C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub> válidos para Chile central (30° a 38°S) desde datos actuales de la altura de la isoterma 0°C ( $h_{0^{\circ}C}$ ), obtenidos desde datos de radiosonda en Quintero/Santo Domingo, precipitación para ~260 estaciones terrestre extrapoladas a 2500 m s.n.m e información real de ELA's para 8 sitios entre los 27°-39°S. De esta forma se obtiene C<sub>1</sub> = 3104,9 metros y C<sub>2</sub> = - 920,24 metros. La expresión resultante es:

$$ELA \text{ (metros)} = 3104,9 - 920,24 \log_{10} (P) + h_{0^{\circ}C} \quad (10)$$

- f) Condom et al. (2007) combinan las ecuaciones (1), (2) y (3) con valores de C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub> de 3427 y -1148 respectivamente (los que se basan en unos pocos puntos de glaciares en los Andes del Sur), obteniendo la expresión:

$$ELA \text{ (metros)} = 3427 - 1148 \log_{10} (P) + \frac{T}{0,0065} + z \quad (11)$$

Dado que se tienen datos de distintas estaciones meteorológicas se realiza una comparación de alturas de línea de equilibrio para 2 subcuencas del río Maipo (Volcán y Yeso) y se intenta realizar una relación entre la dinámica glaciar y la posición de altura de línea de equilibrio.

- g) La delimitación de las ELA's requiere de la identificación y separación de sectores cubiertos de nieve y aquellos donde predomina el hielo, debido a que sólo de esta forma se genera un límite entre las zonas de acumulación donde deben dominar las áreas cubiertas de nieve y las áreas de ablación que deben estar representadas por sectores donde predomine el hielo. Estos requerimientos específicos no permiten que la delimitación manual de glaciares entregue resultados consistentes para determinar las ELA's, sin embargo, la combinación de bandas y la aplicación de índices normalizados permiten generar diferenciaciones robustas de zonas cubiertas de hielo, firn y nieve.
- h) La estimación de las ELA's se realiza a través del reconocimiento visual de las líneas que separan dos clases definidas con la aplicación de índices normalizados (Sección 3.4), específicamente el hielo y la nieve, asumiendo que bajo la ELA se encuentra la zona de ablación y en consecuencia debe encontrarse una mayor proporción de hielo, por su parte sobre la línea de equilibrio se presenta la zona de acumulación y por tanto debe predominar la nieve. Estas consideraciones permiten zonificar y establecer una línea que marca el lugar donde no se genera ni acumulación ni ablación, es decir, donde el balance de masa es igual a cero, esta línea se denomina línea de equilibrio y tiene asociada una altura específica dentro del glaciar. Una vez delimitada las ELA's en las diferentes imágenes se establece la altura promedio utilizando el promedio aritmético de la cota máxima y mínima donde se separan los dominios del hielo y la nieve para un glaciar de montaña localizado en los faldeos del volcán San José en el valle de La Engorda. Para la elección del glaciar se consideró el área de estudio, donde se realizan los muestreos, dataciones y reconstrucciones de paleo-ELA's que son tratados en capítulos posteriores.

## 2.4 Determinación de la posición de los máximos avances de los glaciares durante el Pleistoceno tardío

Se realiza un estudio geomorfológico de los depósitos asociados a los máximos avances glaciares, que incluye la determinación geocronológica de estos avances.

- a) En la zona distal, los glaciares presentan morfologías asociadas a fases de depósito, las cuales marcan posiciones máximas de los glaciares, el estado de conservación de estas morfologías evidencian que no han sido sobrepasadas por ningún avance posterior. Por tanto, se considera que las morrenas terminales representan estadios o fases frías dentro de un período glacial-interglacial.
- b) Reconocimiento en terreno de zonas de interés que fueron identificadas con anterioridad a través de los métodos explicados en la Sección 2.2.
- c) En cada zona visitada se realiza un levantamiento detallado de información estratigráfica y geomorfológica, la que consiste en croquis geomorfológicos del campo, columnas estratigráficas lo más completas posibles, fotografías, puntos de control GPS y observaciones generales del área.
- d) El levantamiento incluye la recolección de muestras para análisis geocronológicos con métodos  $^{14}\text{C}$ , OSL e isótopos cosmogénicos  $^{36}\text{Cl}$ .
- e) Se extraen muestras de sedimentos morrénicos para realizar dataciones con el método  $^{14}\text{C}$ , los que entregan edades del depósito mediante el análisis del contenido de carbono total.

## 2.5 Estimación de paleo-ELA's durante el Pleistoceno tardío-Holoceno

Se comparan y analizan diferentes métodos de estimación de paleo-ELA's, los que son considerados para estimar la distribución regional de la ELA, durante el último ciclo glacial - interglacial.

Se han desarrollado varios métodos para calcular paleo-ELA's, los que se pueden dividir en dos grupos; aquellos que se basan únicamente en la posición (específicamente la elevación), de formas y relieves glaciares y los que requieren, además, la reconstrucción de la geometría de la superficie paleoglacial. Métodos como el de la Máxima Elevación de las Morrenas Laterales (MELM, por sus siglas en inglés; Lichtenecker, 1938), o el método de Altitud del Piso del Circo (CFA por sus siglas en inglés; Péwé & Reger, 1972) entregan estimaciones de ELA que son teóricamente correctas, pero que presentan errores potencialmente significativos. Por ejemplo: CFA sólo es aplicable a tipos específicos de glaciares que se han formado a través de múltiples glaciaciones, las hipsometrías máximas dependen de la dinámica del glaciar y la historia geológica de la zona donde el glaciar se desarrolla (Barr & Spagnolo, 2014). Estas deficiencias hacen que las estimaciones de paleo-ELA basadas en formas y relieves sean útiles para estimaciones de primer orden (rápido en el caso de MELM y CFA; idealmente las reconstrucciones paleoclimáticas no deben basarse en estos métodos.

Métodos más fiables requieren de la reconstrucción de la geometría paleoglacial, derivado de la posición de morfologías glaciares y de la topografía del lecho; ejemplos de estos son métodos como la Relación de Altitud entre el Pie y la Cabecera (THAR por sus siglas en inglés); el método de Relación del Área de Acumulación (AAR) y la Proporción de Equilibrio Area-Altitud (AABR).

- a) Método MELM: se establece la paleo-ELA con el método de máxima elevación de morrena lateral (MELM, por su sigla en inglés), el que consiste en la identificación y delimitación de las morrenas laterales de los glaciares analizados y la extrapolación de la altura máxima del cordón morrénico a la posición de la paleo-ELA.
  
- b) Método AAR: de acuerdo a Stansell et al. (2007) el área de acumulación de un glaciar ocupa una proporción fija del área total de la superficie glaciar y por tanto, existe una razón proporcional entre las área de acumulación y ablación. Estas razones están consideradas en el método AAR, el que, además, incluye parámetros como la erosión, tamaño y forma. De esta manera, la paleo-ELA se determina a través de un valor estimado de AAR en un cálculo de curva hipsométrica. La curva hipsométrica es el porcentaje de área acumulada por altitud y se construye considerando el área y topografía ocupada por el glaciar en cada avance; por lo tanto se debe reconstruir la paleo-topografía glaciar. Es la técnica más aplicada para la estimación de las ELA's y se ha utilizado para reconstrucciones glaciar-clima en las cordilleras de todo el mundo (Kerschner et al., 2000; Porter, 2001; Benn & Ballantyne, 2005; Lukas, 2007; Stansell et al., 2007; Pellitero, 2013). El AAR asume que la relación entre el área de acumulación y la zona de ablación es constante si los glaciares están en equilibrio; sin embargo, no tiene en cuenta el gradiente de balances de masa que están controlados, en primer orden, por el clima regional y además son modificados por las condiciones topoclimáticas locales. El gradiente de balance de masa es un proxy del flujo global de hielo y es más abrupta (mayor acumulación y mayor ablación) en glaciares cálidos, húmedos y glaciares marítimos y menos pronunciadas para glaciares continentales, polares seco y fríos. La entrada principal para el cálculo del AAR es la reconstrucción 3D de la superficie glaciar, estas generalmente derivan de la interpolación y la extrapolación de los límites mapeados del

glaciar, es decir, dibujo a mano alzada de los márgenes de los glaciares y los contornos de la superficie sobre un mapa base, referido como el método cartográfico (Ballantyne, 1989; Benn & Ballantyne, 2005; Lukas & Bradwell, 2010). Aunque no se requiere conocer las gradientes de los balances de masa, si es necesario reconstruir la razón entre el área de acumulación y la superficie total, esto idealmente se debe determinar a partir de mediciones, lo que constituye una limitante. Para solucionar este punto varios autores han sugerido diferentes proporciones, dependiendo del tipo, tamaño y ubicación de los glaciares (Tabla 6).

**Tabla 6: Razones AAR sugeridas en la literatura científica.**

| Artículo                              | Tipo de glaciar (locación)                                       | Razón        |
|---------------------------------------|--|--------------|
| Bakke & Nesje (2011)                  | Circo y valle  | 0.6 ± 0.05   |
| Ignézi & Nagy (2013)                  | De exhutorio   | 0.58         |
| Gross et al. (1977)                   | Circo, valle y campo de hielo (Alpes)                            | 0.67         |
| Braithwaite & Müller (1980)           | Ártico, Alpes y Asia   | 0.67         |
|                                       | Norte América y Escandinavia                                     | 0.5          |
|                                       | Áreas de relieve estramadamente altos como los Andes o Himalayas | < 0.5        |
| Clark et al. (1994)                   | Glaciares con cobertura detrítica                                | 0.2 - 0.1    |
| Kern & László (2010)                  | Extensión 0.1 - 1 Km <sup>2</sup>                                | 0.44 ± 0.07  |
|                                       | Extensión 1 - 4 km <sup>2</sup>                                  | 0.54 ± 0.07  |
|                                       | Más grande que 4 km <sup>2</sup>                                 | 0.64 ± 0.04  |
|                                       | Todos los glaciares (Inventario mundial de glaciares)            | 0.559 ± 0.09 |
| Leonard (1984) & Hughes et al. (2010) | Ice cap  | Hasta 0.8    |

**Fuente: Modificado de Pellitero et al. (2015).**

c) Método THAR: supone que la ELA se encuentra en algún proporción fija de la distancia vertical (franja de altitud) entre el punto más bajo y más alto del paleoglaciar, por lo general puede variar en el rango 0,35-0,5. Puede proporcionar un método rápido y simple para una primera aproximación de la ELA, pero puede tener grandes errores cuando la geometría del glaciar es compleja (Benn & Lehmkuhl, 2000) y sólo es adecuado para los glaciares topográficamente limitados.

d) Método AABR o *Area-Altitude Balance Ratio*: Es la segunda técnica más utilizada y se reconoce como un método más robusto en comparación con el AAR ya que toma en cuenta la hipsometría del glaciar (Osmaton, 2005) y las gradientes de balances de masas (Benn & Lehmkuhl, 2000). Requiere del conocimiento del balance de masa actual del área. Posee ventajas respecto al método AAR ya que considera variaciones en la topografía supraglaciar, ha sido aplicado en paleoglaciares del Reino Unido (Carr et al., 2010). Considera tres condiciones para su aplicación en la estimación de la paleo-ELA:

d.1) Las gradientes de balance en las zonas de acumulación ( $b_{nac}$ ) y ablación ( $b_{nab}$ ) pueden ser estimadas por una expresión lineal: se asume el principio de actualismo y por tanto si el método o modelo se aplica a glaciares contemporáneos también puede ser aplicado para estimar condiciones de glaciares en el pasado.

d.2) La razón de la gradiente de los balances netos  $b_{nab}/b_{nac}$  se mantiene fija a través del tiempo (Benn & Lehmkuhl, 2000; Rea, 2009). Algunas evidencias sugieren que es razonable para series de tiempo de 10 a 30 años de balances de masa.

d.3) La topografía restringe lo suficiente la masa de hielo, de tal forma que cualquier cambio en el clima (balance de masa) se manifiesta como una respuesta del frente avanzando o retrocediendo. Es razonable asumir esto mientras el glaciar este restringido a un valle.

La relación de ABBR está dada por:

$$ABBR = \frac{bnab}{bnac} = \frac{ZacAac}{ZabAab} \quad (12)$$

Donde, ac y ab se refieren a las áreas de acumulación y ablación respectivamente, bn son los gradientes de balance de masa, A es el área y z la altitud media ponderada del área. Este método asigna peso a la contribución del balance de masa en relación a la ELA.

Este método también reconoce que cualquier unidad de área de la superficie del glaciar que está altitudinalmente más lejos de la ELA (positiva o negativa) tiene una mayor contribución sobre el balance de masa total que una unidad de área que se encuentra más cerca de la ELA. El AABR es el método más adecuado para glaciares blancos, alimentados por nieve y no debería ser aplicado a glaciares que reciben inputs masivos de avalanchas, donde los balances de masa no sean lineales o bien donde exista una extensa cubierta de detritos, los cuales ejercen fuertes influencias sobre la gradiente de ablación (Benn & Lehmkuhl, 2000; Osmaston, 2005).

El cálculo del AABR se realiza en dos pasos. El primero consiste en dividir la superficie del glaciar en pisos altitudinales utilizando intervalos entre curvas de nivel razonables (Pellitero et al., 2015), luego para cada piso el área es multiplicada por el punto medio de elevación. La suma de estos valores, derivados de todos los pisos altitudinales, se divide luego por el área total del glaciar. Así se obtiene la ELA área-altitud (AA), que es equivalente a un AABR de 1. Para cualquier otro BR (balance ratio), el segundo paso consiste en estimar la ELA calculando múltiples balances de masas paleoglaciares, para todas las ELAs posibles, comenzando por la elevación media del piso altitudinal más bajo. Para cada iteración la ELA de prueba es restada a la altura media del piso altitudinal y el resultado se multiplica por el área del piso altitudinal correspondiente. Si el resultado de la multiplicación es negativo, entonces se multiplica por el BR (es decir, está en la zona de ablación). El proceso se repite para todos los pisos altitudinales y los resultados se suman para dar el balance de masa neto del glaciar, pudiendo ser positivo o negativo. El piso altitudinal donde el balance neto cambia de signo, es la ELA del BR elegido.

Un AABR de 1 indica gradientes equivalentes de acumulación y de ablación, lo que es más probable que ocurra en las regiones polares donde las temperaturas son suficientemente bajas en todo el rango altitudinal del glaciar, generando poco impacto tanto en la acumulación o en la ablación. Altos ABBR se asumen representativos de los glaciares tropicales, donde hay un alto índice de ablación durante todo el año por lo que el *bnab* es alta, y los glaciares tropicales tienden a tener pequeñas áreas de ablación. AABR's de 1,8-2,2 se han propuesto como paraglaciares marítimos de latitudes medias, debido a las altas tasas de ablación verano (Benn & Gemmell, 1997; Benn & Evans, 1998; Benn & Lehmkuhl, 2000).

## 2.6 Comparación espacial y temporal de los factores que condicionan la ELA

El análisis espacial y temporal de los factores que condicionan la posición de las ELA's en Los Andes Subtropicales durante el período histórico y el Pleistoceno tardío – Holoceno, se realiza a través de la reconstrucción de las posiciones de las alturas de las líneas de equilibrio argumentadas a través de dataciones (OSL,  $^{14}\text{C}$  y  $^{36}\text{Cl}$ ) lo que permite interpretar condiciones paleoambientales e implicancias paleoclimáticas. En este estudio se realizaron dataciones con métodos de  $^{14}\text{C}$ , OSL y cosmogénicos.

### 2.6.1 Dataciones

#### 2.6.1.1 Datación OSL

##### 2.6.1.1.1 Principios generales

En general, los cristales presentan defectos en sus redes cristalinas, producidos durante la formación del mineral o bien debido a la exposición del cristal a radiación nuclear. En minerales semiconductores, principalmente cuarzos y feldspatos, se produce una señal vinculada a la relocalización de electrones en estos defectos, es así como, los electrones existente en la red cristalina y que presentan un estado energético menor, son atrapados en las imperfecciones de la red quedando de esta manera confinados en un nivel energético mayor, así se mantienen en un estado considerado de metaestabilidad en escala geológica de millones de años. Ahora bien, si un electrón atrapado en las imperfecciones de la red cristalina es estimulado energéticamente (son suficiente bajos niveles energéticos para el proceso) el electrón vuelve a su nivel original emitiendo una cantidad de fotones equivalente al cambio energético, es decir, el electrón se libera del exceso de energía que adquirió al quedar atrapado en la red cristalina (Forman et al., 2000).

El método de luminiscencia permite calcular la edad de un depósito a través de la medición del número (cantidad) de trampas de electrones están ocupadas, las que son proporcionales a la dosis equivalente o radiación total recibida, y de la medición de la tasa a la cual se forman las trampas, equivalente a la tasa de radiación recibida en un período de tiempo. El método queda expresado en la siguiente ecuación:

$$\text{Edad Luminiscencia} = \frac{\text{Dosis Equivalente}}{\text{Tasa de Irradiación}} \quad (13)$$

Las dosis equivalentes pueden determinarse a través de la termoluminiscencia (TL) que irradia calor a la muestra o bien a través de la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) que utiliza irradiación de luz sobre la muestra. Sin embargo, existen diferencias entre ambos métodos que facilitan la elección de un método sobre el otro. Cuando las muestras son irradiadas con calor los electrones liberados desde las imperfecciones de la red cristalina pueden ser sensibles o no a la luz. En estos casos, las muestras mantienen una señal pequeña pero medible de TL luego de haberse expuesto a la luz (radiación) solar por más de 8 horas. Por su parte, el método OSL utiliza luz de una determinada longitud de onda, que permite la liberación rápida de electrones que sólo son sensibles a la luz. La reducción de la señal OSL luego de 20 segundos de exposición a la luz (radiación) solar directa equivale a una reducción de la señal TL luego de 20 horas de exposición a la misma fuente. Esta diferencia permite utilizar el método OSL en dataciones de sedimentos que



han sido sometidos a una limitada exposición a la luz (<4 horas) y que han estado bajo condiciones de iluminación en longitudes de onda restringidas (Stokes, 1999).

Otra ventaja del método OSL consiste en la abundancia de los minerales utilizados en la datación, principalmente cuarzos y feldespatos, ya que son minerales presentes en la mayoría de los depósitos sedimentarios, se necesitan una muestra con más de un 5% de estos minerales para que sea potencialmente datable (Forman, Comunicación Personal en Rauld, 2011). Una ventaja adicional es que abarca un período de tiempo más amplio que el obtenido a través de las dataciones con radiocarbono.

Los depósitos sedimentarios más adecuados para la aplicación del método OSL son aquellos que: i) deben haber estado expuestos en forma prolongada a la luz solar previamente a su depositación, esto permite asumir que la señal en los sedimentos fue reiniciada durante este período y por tanto, cada cristal comenzó su vida en el depósito sin registros de radiación heredada; ii) los sedimentos deben haberse acumulado como una unidad estratográfica relativamente homogénea, mayor a 50 cm de espesor, ya que a un radio de aproximadamente 25 cm se define el volumen que producirá la mayor parte de la radiación recibida por la muestra; iii) los materiales depositados no deben haber sufrido grandes variaciones en su contenido de agua, ni cambios diagenéticos durante el enterramiento (Forman et al., 2000).

Considerando estas condiciones, los depósitos de arcillas y limos lacustres son buenos materiales para realizar dataciones OSL, esto debido a que han sido transportados como sedimentos suspendidos. A su vez, depósitos de loess y arenas eólicas, son materiales adecuados ya que han sido transportadas en superficie y han sido expuestos completamente al blanqueo solar. En general, el mejor material para analizar es el de grano fino a medio; no se recomienda utilizar el método OSL en depósitos de flujos o remociones en masa.

Los rangos de edades que se pueden obtener utilizando este método dependerá de la saturación de los electrones atrapados en los defectos de las redes cristalinas; así si un sedimento proviene de rocas altamente radiogénicas, por ejemplo granitos, sufrirá una alta dosis de radiación y sus trampas se saturarán antes que aquellas de sedimentos provenientes de protolitos de carbonatos. Una vez saturadas las trampas, las señales de luminiscencia dejarán de crecer linealmente a pesar de seguir recibiendo radiación. El límite inferior de edades a datar está determinado por la sensibilidad de los sensores. En aquellos depósitos de mayor tasa de radiación, pueden registrarse edades más jóvenes, por su parte, en depósitos de bajas tasas de radiación, el método entregará edades mayores. En general, el método funciona correctamente en el rango de los 100000 años y la precisión de la técnica es de 5 a 20% con máxima resolución en la escala de tiempo de  $10^3$  a  $10^5$  años (Forman et al., 2000).

Las desventajas del método se relacionan con incertidumbres respecto a: i) la cantidad/tiempo de exposición de luz solar suficiente para evitar la señal de herencia, ii) incertezas sobre la estabilidad de la señal OSL a través del tiempo, en especial al comparar la señal natural con la obtenida a través de la radiación artificial de laboratorio (Forman et al., 2000); iii) errores derivados de la estimación del contenido de agua a largo plazo, en especial para depósitos sedimentarios finos, la determinación de humedad promedio para sedimentos terrestres durante su período de enterramiento se estima a través del contenido de humedad actual, la historia climática local, la granulometría, estimaciones de compactación y posición relativa respecto del nivel freático histórica; iv) cambios en la tasa de radiación producto de desequilibrios en la serie U-Th; v) meteorización post-depositación, debido a acumulación de minerales secundarios y movimiento de agua subterránea que alteren las cantidades tipos de elementos radiactivos contenidos en la muestra.

### 2.6.1.1.2 Toma de muestras

Las muestras OSL fueron tomadas en el sistema de terrazas del río Maipo, cercanos al poblado de San Gabriel, correspondientes a superficies de lavado (*outwash plain*) asociados a facies fluvioglaciales. Con el objetivo de determinar el rango de edades de los depósitos que construyen este sistema de terraza se identificó el Último Máximo Glaciar (LGM) en los depósitos localizados en el sistema glacial de San Gabriel.

Las muestras fueron colectadas en afloramientos naturales. El proceso de recolección requiere de la utilización de tubos de PVC de 5 cm de diámetro y de aproximadamente 20 cm de largo, lo que permite asegurar una muestra de peso mínimo 300 gramos. Es necesario remover la cobertura más superficial del afloramiento, para evitar cualquier grado de alteración previa de la muestra. La extracción requiere que el tubo se introduzca completamente en el depósito, proceso que puede ser asistido por un martillo de goma, luego de extraer el tubo con los sedimentos se deben sellar los bordes con cinta reflectante, de manera de asegurar que no entre luz a la muestra.

Las muestras fueron procesadas en el laboratorio de investigación de dataciones por luminiscencia, del Departamento de Ciencias Medioambientales y de la Tierra de la Universidad de Illinois, Chicago, proceso que estuvo a cargo de Steven Forman.

El detalle de los procedimientos de toma de muestras, materiales analizados, así como los protocolos de medición y tratamiento de las muestras se pueden encontrar en Vargas et al. (2014) y Anexo D de la presente tesis.

### 2.6.1.2 Datación mediante isótopos cosmogénicos

#### 2.6.1.2.1 Principios generales

Los nucleídos cosmogénicos presentan una fuerte dependencia respecto de la altitud y de la latitud. En la altitud, debido a la interacción de los rayos cósmicos con las partículas presentes en la atmósfera, a mayor descenso a través de la atmósfera mayor es la disminución de rayos cósmicos. La tasa de producción de nucleídos cosmogénicos a una elevación de 3 km será  $e^2$ , lo que corresponde a ~7 veces más que a nivel del mar. Con respecto a la latitud, el flujo de rayos cósmicos es fuertemente afectado y modulado por el campo magnético terrestre, es así como, a una alta latitud magnética la llegada de radiación es mayor.

Los rayos cósmicos que resisten el paso por la atmósfera pueden producir radionúclidos en la superficie, la tasa de producción de radionúclidos es mayor en la superficie de la tierra y disminuye en profundidad a medida de  $e^{-1}$  por cada 60 a 70 cm (Gosse & Phillips, 2001).

Los minerales compuestos por átomos susceptibles a reacciones nucleares que pueden generar radionúclidos cosmogénicos deben encontrarse en materiales cercanos a la superficie para ser útiles. Dadas las pequeñas tasas de producción de radionúclidos cosmogénicos, las mediciones en terreno son inviables, lo que genera la necesidad de varios procesos sucesivos en la muestra para obtener una edad en laboratorio, entre ellas se cuentan, la toma/extracción de muestra de terreno, separación de minerales, lavado de minerales, separación química de radioisótopos y finalmente un conteo de minerales mediante un espectrómetro de aceleración de masa (AMS). Los usos de los métodos cosmogénicos incluyen datación de exposición de superficies de roca, estimación de

tasas de erosión y datación de superficies de depósito. Las concentraciones de radionúclidos cosmogénicos en una muestra están determinadas por una ecuación diferencial que describe su producción y decaimiento (Gosse & Phillips, 2001)

$$\frac{dN}{dT} = P - \lambda N \quad (14)$$

Dónde,

N= número de radionúclidos cosmogénicos por unidad de volumen de roca

T=tiempo

P=tasa de producción

$\lambda$ = tasa de decaimiento, relacionada a la vida media del radioisótopo.

La historia de la tasa de producción resulta ser la principal complejidad al momento de realizar la medición de radionúclidos cosmogénicos. Si se requiere estudiar la fecha de exposición en un lugar de interés se puede utilizar la medida de radionúcleos de distinta vida media, por ejemplo  $^{36}\text{Cl}$  y  $^{10}\text{Be}$ , en grandes bloques con superficies poco erosionadas. Para los propósitos de este estudio y la estimación de edades de depósitos morrénicos en el sistema glacial de La Engorda se utilizó el método de  $^{36}\text{Cl}$ .

La radiación cósmica galáctica que influye en la producción de núcleos cosmogénicos terrestres puede estar compuesta, en su mayoría, por nucleones de alta energía, principalmente protones, con una energía (entre 1 GeV y  $10^{10}$  GeV) que les permite producir desintegración nuclear en la atmósfera superior. En este rango de energía, la mayor parte de la radiación cósmica incidente sobre la tierra se origina dentro de la Vía Láctea e incluye aquellas partículas de menor energía solar. Un pequeño componente, de muy alta energía (hasta  $10^{20}$  GeV) se origina en fuentes externas a nuestra galaxia (Gosse & Phillips, 2001). Existe también una radiación secundaria, originada a partir de la interacción de la radiación cósmica con núcleos atómicos en la atmósfera general, que tienen las mismas propiedades que la radiación primaria (Gosse & Phillips, 2001). Los núcleos cosmogénicos más importantes, derivados de reacciones de neutrones térmicos en la superficie terrestre corresponden a  $^{36}\text{Cl}$ , por la reacción  $^{35}\text{Cl}(\eta,\gamma)^{36}\text{Cl}$ , y  $^{41}\text{Ca}$ , producido por  $^{40}\text{Ca}(\eta,\gamma)^{41}\text{Ca}$ .

#### 2.6.1.2.2 Factores limitantes para la aplicación de núcleos cosmogénicos terrestres

Los núcleos cosmogénicos pueden ser producidos por interacciones en la atmósfera, llamados meteóricos, o bien producidos en la superficie terrestre, denominados terrestres. Algunos radionúclidos como el  $^{10}\text{Be}$  se producen en la atmósfera a una tasa mucho mayor que las rocas, por lo que es necesario considerar esta situación para evitar que el componente atmosférico contamine las muestras. El  $^{10}\text{Be}$ , es también altamente reactivos con la superficie de minerales y resulta ser más problemáticos que aquellos que son menos reactivos, por ejemplo  $^3\text{He}$  y  $^{36}\text{Cl}$ .

Entre la gran variedad de radionúclidos producidos a partir de interacciones de rayos cósmicos con átomos en la roca, sólo seis son utilizados regularmente en aplicaciones geológicas:  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{26}\text{Al}$  y  $^{36}\text{Cl}$ . Otros métodos que se han investigado son  $^{39}\text{Ar}$  y  $^{41}\text{Ca}$ , pero su aplicación no se ha generalizado y se ha restringido a niveles menores.

Las principales razones que limitan la utilización de otros radionúclidos son: i) el isótopo existe naturalmente (a partir de fuentes primordiales o radiogénicas), por lo tanto las contribuciones

radiogénicas no pueden ser determinadas con seguridad (por ejemplo  ${}^7\text{Li}$ ); ii) el isótopo podría decaer demasiado rápido para ser útil (por ejemplo  ${}^{24}\text{Na}$ , que tiene una vida media de 15 horas); iii) la tasa de producción del radionúclido cosmogénico en rocas en la superficie terrestre podría ser demasiado lenta como para tener concentraciones sobre el límite de detección de los métodos analíticos existentes (por ejemplo, radionúclidos cosmogénicos con número atómico mayor a 56 raramente se producen debido a la baja abundancia de elementos objetivos); iv) otros isótopos del elemento podrían existir naturalmente en las rocas en una abundancia tan baja que haría difícil realizar la medición, incluso con los más modernos métodos de espectrometría de acelerador de masa.

Todos los isótopos cosmogénicos terrestres responden a una tasa de producción que varía a través del tiempo. Se han realizado cálculos utilizando estimaciones de intensidades de rayos cósmicos en diferentes lugares, basados en variaciones dipolo inducidas en latitudes paleogeomagnéticas y se han obtenido predicciones de tasas integradas de producción que podrían haber variado más de un 15% durante los últimos 60.000 años. Sin embargo, Phillips et al. (1996) considera que la incorporación de variaciones seculares en la producción, basados en los registros de intensidades antiguas, no mejoran la coherencia de edades calculadas con edades determinadas independientemente. Incluso considerando que estos resultados pueden deberse principalmente a errores en las limitantes de las edades independientes, efectivamente indica que los efectos de las variaciones de la intensidad paleomagnética no han sido muy importantes. Por tanto, el flujo de radiación cósmica que alcanza la superficie de la tierra determina la tasa a la cual se producen los nucleídos cosmogénicos en rocas expuestas, este flujo varía temporalmente de acuerdo a Gosse & Phillips (2001) considerando las siguientes condiciones:

i) Variaciones en el flujo primario de la intensidad cósmica principal (GCR): una posible explicación para esta variación son los cambios en el flujo de rayos cósmicos del sistema solar interno, los cuales pueden ser provocadas por cambios en la intensidad de los rayos cósmicos galácticos; sin embargo, también se han considerado como origen posible las modulaciones solares. Asimismo, la Tierra ha recibido ondas de choque de GCR, que puede haber pasado por diferentes flujos interestelares estáticos al aproximarse a medios interestelares cercanos; estos efectos serían percibidos en escalas de tiempo menores a  $10^5$  años, aunque pueden constituir eventos aislados, de corta duración y poco impacto.

ii) Variaciones producto de la modulación solar del campo magnético: el campo magnético interplanetario es generado principalmente por el sol y puede modificar las tasas de producción de radionúclidos cosmogénicos terrestres al desviar parte del flujo primario de GCR. Sin embargo, se estima que las modulaciones solares son de tan corta duración que difícilmente pueden tener un efecto significativo en las tasas de producción de radionúclidos cosmogénicos terrestres consideradas sobre períodos de  $10^3$ - $10^7$  años.

iii) Efectos del campo geomagnético: el flujo magnético en latitudes bajas está dominado por partículas más energéticas que aquellas a latitudes altas. En consecuencia, el flujo incidente de partículas generadas en la atmósfera hacia la superficie y, por lo tanto, la tasa de producción de TCN será creciente con la latitud. Este efecto varía con la paleointensidad, las inversiones y excursiones, y las variaciones seculares en la posición del eje dipolar, aunque para períodos de exposición mayores a  $10^5$  años el efecto promediado de tales variaciones sobre las tasas de producción es poco relevante.

iv) Variaciones en el bloqueo atmosférico: cambios en la profundidad de la atmósfera pueden afectar las tasas de producción para períodos de entre  $10^2$ - $10^4$  años. Cambios de corta duración, como rebotes isostáticos que modifican la elevación de la corteza, son de poca incidencia; sin

embargo, alzamientos tectónicos sostenidos sobre largos períodos de tiempo pueden tener efectos significativos. Además, el grosor de la atmósfera se puede ver afectado por cambios climáticos que modifican su densidad; este efecto puede ser importante a nivel local, donde se observen anomalías de presión persistentes.

v) Otras fuentes de variación temporal de la producción: se puede esperar una variación adicional en las tasas de producción en relación a la historia de la exposición de la superficie de interés. Algunos ejemplos son: la cobertura estacional de nieve, la eventual pérdida de cobertura de loess, la erosión gradual de sedimentos que expone una superficie rocosa, los cambios en la cobertura de vegetación y los cambios en paleoaltimetría.

Para el cálculo de la producción de nucleídos cosmogénicos la condición de referencia es una superficie horizontal en una llanura a nivel del mar y a una latitud alta. La datación de muestras obtenidas en condiciones distintas a dicha referencia es corregida mediante factores de escala y modificando longitudes de atenuación como los que se mencionan a continuación (Gosse & Phillips, 2001; Gosse & Scott, 2007):

i) Escalamiento espacial: se han medido diferencias según la altitud y latitud en varios parámetros asociados a la tasa de producción de TCN, tales como la cantidad de neutrones lentos y rápidos en la atmósfera o el espectro de energía de los protones. Los valores medidos se han utilizado para desarrollar modelos de escalamiento espacial. El más utilizado de éstos es el de Lal (1991), el cual propone una buena aproximación para el escalamiento altitudinal, sin embargo, el escalamiento horizontal no es tan preciso aún.

ii) Bloqueo topográfico: debido a que la radiación cósmica abarca un rango de ángulos de incidencia (aunque es principalmente vertical), existe un bloqueo topográfico de una porción de esta radiación por efecto de la inclinación de las superficies expuestas y de la curvatura de las superficies horizontales. La radiación cósmica efectiva se evalúa en relación a la radiación que incidiría sobre la proyección de la superficie de interés sobre un plano normal al ángulo de incidencia, tomando en cuenta el relieve que funciona como barrera a bajos ángulos de irradiación.

iii) Cobertura superficial: los factores más comunes que constituyen un bloqueo superficial son la nieve, el suelo, depósitos de arena o turba. Las correcciones consideran la proporción de la superficie que se encuentra cubierta, así como el grosor de la cobertura, y la variación de ésta en el tiempo.

iv) Grosor de la muestra: si bien las tasas de producción de nucleídos cosmogénicos se especifican para superficies de roca, existe un perfil de producción que varía con la profundidad dentro de la muestra. La corrección se realiza integrando la tasa de producción a través del grosor de la roca, y luego dividiendo por la producción superficial.

v) Fuga de neutrones térmicos: la difusión de neutrones desde una superficie se ve intensificada al producirse la fuga de neutrones de baja energía desde las esquinas y bordes de la superficie. Para evitar distorsiones en la estimación de tasas de producción por este concepto, se trabaja con muestras alejadas al menos 30 cm de cualquier borde anguloso de la roca.

### 2.6.1.2.3 Toma de muestras

Las muestras  $^{36}\text{Cl}$  fueron tomadas en el sistema de glacial de La Engorda, cercanos al volcán San José, correspondientes a morrenas terminales, asociadas a facies proglaciales, con el objetivo de determinar el rango de edades de los depósitos constituyentes de este sistema de morrenas e identificar si el sistema se compone de uno o más pulsos de empuje del paleoglacial. Se estima que este sistema correspondía a eventos más jóvenes que el Último Máximo Glacial (LGM) lo que se espera determinar geocronológicamente a través de la aplicación de este método de datación.

Las muestras fueron colectadas en bloques con bajo o nulo grado de alteración, de superficies planas, aislados y localizados sobre los montículos correspondientes a morrenas terminales y zona intermorrénica. El proceso de recolección requiere de la utilización de martillo y combo para extraer la capa más superficial de cada bloque y de esta manera reducir los errores asociados a la dilución de la absorción de los rayos cósmicos. Se extrae aproximadamente 1 kg de muestra de cada bloque.

Las muestras fueron procesadas en el laboratorio cosmogénico de la *Division of Earth and Ecosystems Sciences* del *Desert Research Institute* (DRI) del Laboratorio Global de Nevada, Las Vegas.

## 3. Resultados Históricos

---

### 3.1 Análisis histórico de la posición de los glaciares y estimación de la Altura de la Línea de Equilibrio

Las cuencas altas de Los Andes Subtropicales son terrenos con amplia presencia de cuerpos de hielo; sin embargo, estos glaciares poseen características supraglaciales distintivas ya que, en un área particular, pueden coexistir nieve, neviza, hielo, hielo mezclado con detritos o "*Ice Mixed Debris*" (IMD) y detritos. La diferenciación entre estas coberturas se dificulta, asumiendo los métodos tradicionales de discriminación visual, al intentar distinguir sectores cubiertos por nieve de aquellos cubiertos por hielo, o bien separar zonas cubiertas por IMD de aquellas correspondiente exclusivamente a detritos.

Surge entonces la necesidad de determinar la distribución de estas coberturas y cuantificar, en forma precisa, el área ocupada por cada una de ellas, sistematizando el proceso y posibilitando análisis multitemporales de imágenes satelitales con la finalidad de registrar variaciones glaciares, en Los Andes Subtropicales, específicamente en la cuenca del río Volcán.

Estudios de fluctuaciones en glaciares del centro de Chile (Casassa, 1995; Rivera et al., 2000, 2007) indican una reducción general de la masa glaciar. El análisis detallado de siete glaciares entre 32° y 35°S presenta pérdidas de aproximadamente el 16% de superficie en la segunda mitad del siglo XX, y variaciones promedio en espesores de hielo, medidos en cuatro glaciares, indican un adelgazamiento de  $-0,775 \text{ m año}^{-1}$  (Rivera et al. 2007). Estos estudios presentan variaciones negativas en las masas glaciares, sin embargo, no cuantifican las variaciones específicas para las coberturas de nieve, hielo e IMD.

Considerando la importancia socio-económica de la acumulación de nieve en sectores de alta montaña del centro de Chile, la creciente demanda por el agua en la Región Metropolitana y la necesidad de mejorar la gestión de los recursos hídricos (Masiokas et al., 2006), debido a que los intentos por desarrollar modelos confiables de predicción de la capa de nieve desde variables atmosféricas e índices climáticos como los planteados por McCabe & Dettinger (2002) no han sido sistematizados y aplicados extensivamente, se plantea estimar coberturas supraglaciales aplicando índices normalizados en imágenes satelitales del sensor Landsat.

Las variaciones de áreas, espesores y sus repercusiones en el sistema hídrico se relaciona a su vez, con la elevación de la isoterma de 0°C y de las alturas de líneas de equilibrio en glaciares del centro de Chile durante el último cuarto del siglo XX (Casassa et al., 1995; Carrasco et al., 2005); sin embargo, estas estimaciones utilizan métodos que difieren de los aplicados para el cálculo de área y espesor; en este trabajo se propone utilizar un método único para estimar superficies de coberturas supraglaciales y las alturas de las líneas de equilibrio, ELA's.

Las tendencias negativas en las precipitaciones en la zona central de Chile (Quintana, 2004), el predominio de mega sequías (Boisier et al., 2016) y los aportes de agua de fusión proveniente de glaciares que permiten mantener caudales mínimos en eventos de extrema sequía (Peña & Nazarala, 1987; Milana, 1998) configuran un escenario donde se hace fundamental establecer y cuantificar las áreas cubiertas por las distintas coberturas supraglaciales.

El estudio considera el análisis de las características espectrales de cada cobertura supraglacial a través de la aplicación de índices normalizados en imágenes Landsat. Las diferencias en la reflexión de los espectros electromagnéticos de cada cobertura supraglacial posibilitan la discriminación entre ellas y permiten la definición de clases.

Los índices utilizados (descritos en la sección metodología), permiten diferenciar sectores de detritos, IMD, hielo y nieve. Investigaciones glaciológicas previas han utilizado estos índices en sensores ASTER (Kargel et al., 2005), su aplicación en imágenes Landsat y en las zonas de los Andes de Santiago es pionera y entrega robustos resultados de discriminación para diferentes coberturas supraglaciales. La determinación de los límites entre una clase y otra se realizó utilizando umbrales estadísticos de cada índice y escena, lógica booleana simple y secuencial como la utilizada en Keshri et al. (2009).

El estudio incluye el análisis de variación multitemporal de los glaciares localizados en la subcuenca del río Volcán, perteneciente a la cuenca del río Maipo y la determinación de las alturas de las líneas de equilibrio (ELA) para un glaciar específico del valle de La Engorda, localizado en los faldeos del volcán San José.

## 3.2 Aplicación de Índices Normalizados

Se presentan los resultados de los análisis de imágenes satelitales considerando la aplicación de los índices normalizados.

Las escenas utilizadas (Tabla 1), exceptuando la imagen 1999, corresponden al final de la época de ablación. La disponibilidad de imágenes en marzo de 1999 se limita a una escena, la que fue capturada un día después de un evento de precipitación considerable en el sector de El Yeso y por tanto presenta sesgos para su análisis; por esta razón se consideró la imagen del 26 febrero de 1999, fecha más cercana al final de la temporada de ablación.

Los resultados de las variaciones multianuales se presentan en km<sup>2</sup> y en porcentajes (Tablas 7 y 8 y Figuras 17 y 18, respectivamente).

El detalle permite distinguir una disminución de las áreas totales de cubiertas supraglaciales de nieve, neviza, hielo e IMD+Sombra de la cuenca (Figura 19). Una excepción es la observada en el año 2007, registrando la mayor superficie glacial de todo el período, generando un máximo que distorsiona la tendencia general, es decir, se revierte la pérdida de superficie supraglacial. Esta situación, se explica por un evento de precipitación 16 días antes de la captura de la imagen (16 de febrero de 2007) que en la estación El Yeso reportó 11,5 mm de agua líquida caída.

Este evento de precipitación resulta anómalo para la fecha y si además se consideran los comportamientos de las temperaturas, las cuales mostraron disminución en temperaturas mínimas y máximas para el mismo período, registrándose amplitudes térmicas menores a los promedios de épocas estivales (en este caso menores a 10°C), se generan condiciones que propician la mantención de la nieve (30,96 km<sup>2</sup> ó 2,78%) y la disminución de fusión de hielo, dejando un área de 22,43 Km<sup>2</sup> ó 2,48% cubierta por hielo, superando el área de 1989 y se refleja en la curva de comportamiento de coberturas supraglaciales, haciéndola positiva para este año en particular.



La tendencia a la disminución de superficies supraglaciales corresponde a un 39,35% en 26 años, la Figura 18 muestra este comportamiento. El detalle al analizar los datos permite desprender las siguientes observaciones:

- i. En el año 1989 se alcanzan los porcentajes más altos de nieve y neviza, es decir, se alcanzan las mayores superficies de cobertura nival, duplicando la superficie cubierta de otros años. Estos valores están vinculados a las condiciones meteorológicas del período antecedente.
- ii. En el año 2007 se alcanza el porcentaje más alto de hielo.
- iii. En el año 2013 se alcanza el porcentaje más alto de IMD+Sombra, es decir, se alcanza la mayor superficie de IMD+Sombra, siendo esta cubierta la de mayor coeficiente de variación (71%), lo que está directamente relacionado con la fecha de captura de la escena, abril de 2013, situación que propicia la existencia de más sombra, debido a la declinación solar.
- iv. Durante los años 1999, 2013, 2014 y 2015 predomina porcentualmente el hielo sobre la nieve.
- v. Durante los años 1989 y 2007 predomina porcentualmente la nieve sobre el hielo.
- vi. Las diferencias más significativas en la relación hielo/nieve corresponden al año 1989, con más del doble de superficie cubierta por nieve respecto a la cobertura de hielo.
- vii. La diferencia menor en la relación hielo/nieve corresponde al año 2007, con 0,3% de diferencia entre las clases.
- viii. Los porcentajes de superficies cubiertas por neviza son altos en los años 1989 y 2014.

**Tabla 7: Área en km<sup>2</sup> de clases correspondientes a las coberturas supraglaciales definidas para las escenas analizadas, considerando además el promedio (Prom), desviación estándar (Desv) y coeficiente de variación (CV).**

| Área km <sup>2</sup> | 1989         | 1999  | 2007         | 2013        | 2014  | 2015  | Prom  | Desv  | CV  |
|----------------------|--------------|-------|--------------|-------------|-------|-------|-------|-------|-----|
| <b>Nieve</b>         | <b>33.75</b> | 17.75 | 30.96        | 12.62       | 12.26 | 14.28 | 20.27 | 8.76  | 43% |
| <b>Neviza</b>        | <b>8.98</b>  | 3.76  | 5.40         | 3.32        | 8.95  | 2.59  | 5.50  | 2.59  | 47% |
| <b>Hielo</b>         | 12.83        | 25.82 | <b>27.63</b> | 22.43       | 21.57 | 18.89 | 21.53 | 4.81  | 22% |
| <b>IMD+Sombra</b>    | 5.93         | 1.04  | 4.06         | <b>9.53</b> | 2.50  | 1.53  | 4.10  | 2.93  | 71% |
| <b>Total</b>         | 61.49        | 48.36 | <b>68.05</b> | 47.91       | 45.28 | 37.29 | 51.40 | 10.30 | 20% |

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 8: Área en porcentaje de clases correspondientes a las coberturas supraglaciales definidas para las escenas analizadas.

| Área %            | 1989        | 1999 | 2007        | 2013        | 2014 | 2015 |
|-------------------|-------------|------|-------------|-------------|------|------|
| <b>Nieve</b>      | <b>3.03</b> | 1.59 | 2.78        | 1.13        | 1.10 | 1.28 |
| <b>Neviza</b>     | <b>0.81</b> | 0.34 | 0.49        | 0.30        | 0.80 | 0.23 |
| <b>Hielo</b>      | 1.15        | 2.32 | <b>2.48</b> | 2.01        | 1.93 | 1.69 |
| <b>IMD+Sombra</b> | 0.53        | 0.09 | 0.36        | <b>0.86</b> | 0.23 | 0.14 |

Fuente: Elaboración propia.

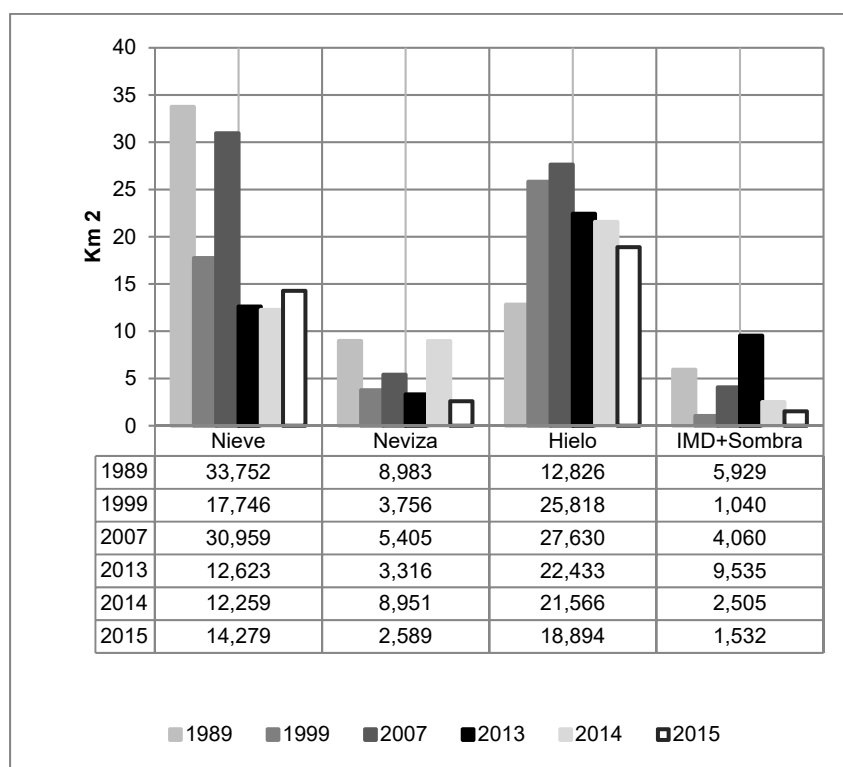


Figura 17: Gráfico de barras correspondiente a los kilómetros cuadrados (km<sup>2</sup>) de las coberturas supraglaciales definidas para las imágenes analizadas.

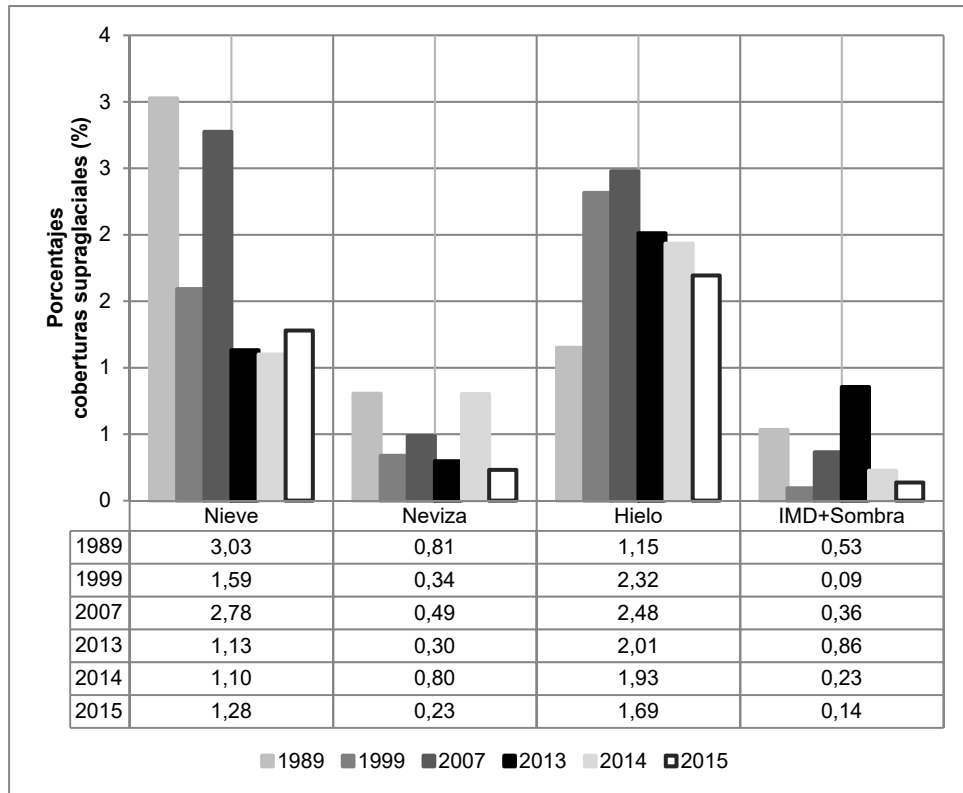


Figura 18: Gráfico de barras correspondiente a los porcentajes (%) de las coberturas supraglaciales definidas para las imágenes analizadas.

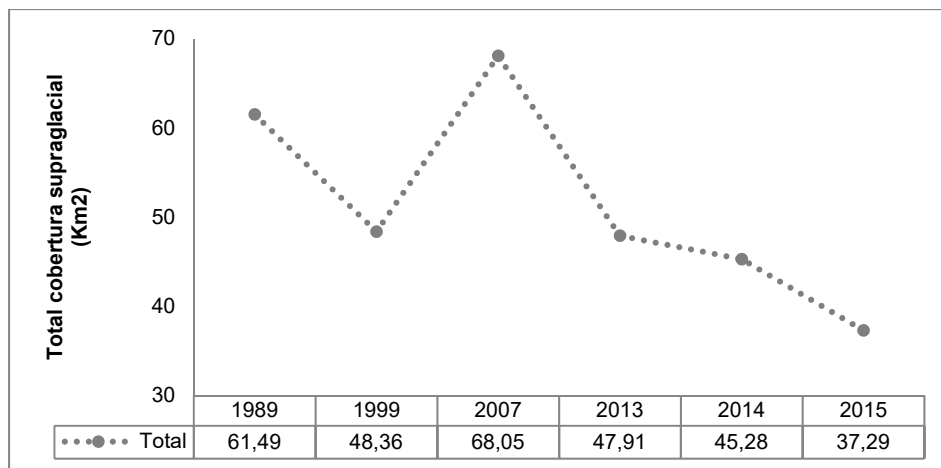


Figura 19: Gráfico de línea correspondiente al área total (km<sup>2</sup>) de cobertura supraglacial para las imágenes analizadas.

Las Figuras 20, 21, 22, 23, 24 y 25 presentan la distribución espacial de las clases de cobertura supraglacial en la cuenca del río Volcán, y la variación multianual de las coberturas de nieve, neviza, hielo e IMD+Sombra. Se seleccionaron sólo estas 4 clases para su representación gráfica con el fin de facilitar la comprensión de las variaciones en terreno, la inclusión de las clases correspondientes a *debris* o detritos y sombra desfavorecen la observación de la distribución de las

poblaciones que constituyen la materia de análisis de este trabajo, por lo que se excluyeron de las imágenes.

Se observan patrones de distribución de las coberturas de nieve, neviza, hielo e IMD+Sombra concentrados en el flanco norte de la cuenca en todos los años analizados. Sin embargo, en los años 1989, 1999 y 2007 la distribución de estas superficies se extiende hacia la zona sur de la cuenca, a partir del años 2013 se pierde completamente la presencia, hacia el sur, de la nieve, neviza, hielo e IMD+Sombra. La localización sectorizada de las coberturas está directamente relacionada con la exposición a la radiación solar, es así como, en las laderas de exposición sur se concentra la mayor cantidad de nieve, neviza, hielo e IMD+Sombra.

Desde el año 1999 el patrón de distribución del hielo cambia respecto de la imagen de 1989, y paulatinamente comienza a perderse cobertura nivosa en las altas cumbres, un ejemplo de ello es la cumbre más alta localizada al norte del volcán San José, ahí el año 1989 dominaba la cobertura nival, en la imagen de 1999 se observa con claridad que la nieve ha dado paso al hielo en la misma cumbre. En los años posteriores esta situación se extiende hacia el sur de la cuenca, cambiando la cobertura de nieve por cobertura de hielo en las cumbres y zonas más altas del área de estudio, situación que puede observarse al analizar las imágenes 22, 23, 24 y 25, hacia el sur del volcán San José.

Las variaciones y diferencias entre escenas también se observan en altura, durante los años 1989, 1999 y 2007, en las partes bajas de la cuenca (cercanas al sistema glacial de San Gabriel), las coberturas de nieve y hielo principalmente se extendían hasta la cota 3000 metros, así mismo, las coberturas de nieve, neviza, hielo e IMD+Sombra alcanzaban extensiones hasta 4000 metros. Desde el año 2013 los sectores con estas coberturas por debajo de los 4000 metros disminuyen considerablemente y aquellos sectores donde se alcanza esta cota constituyen excepciones dentro del patrón de distribución espacial; las zonas en que predominan las extensiones a bajas alturas de nieve y hielo son el sector del glaciar Nieves Negras (faldeo sur del volcán San José), el valle de Las Arenas (frente al valle Lo Valdés) y el valle de El Morado (frente a la remoción en masa de Las Amarillas), sectores que presentan una componente sur de exposición solar.

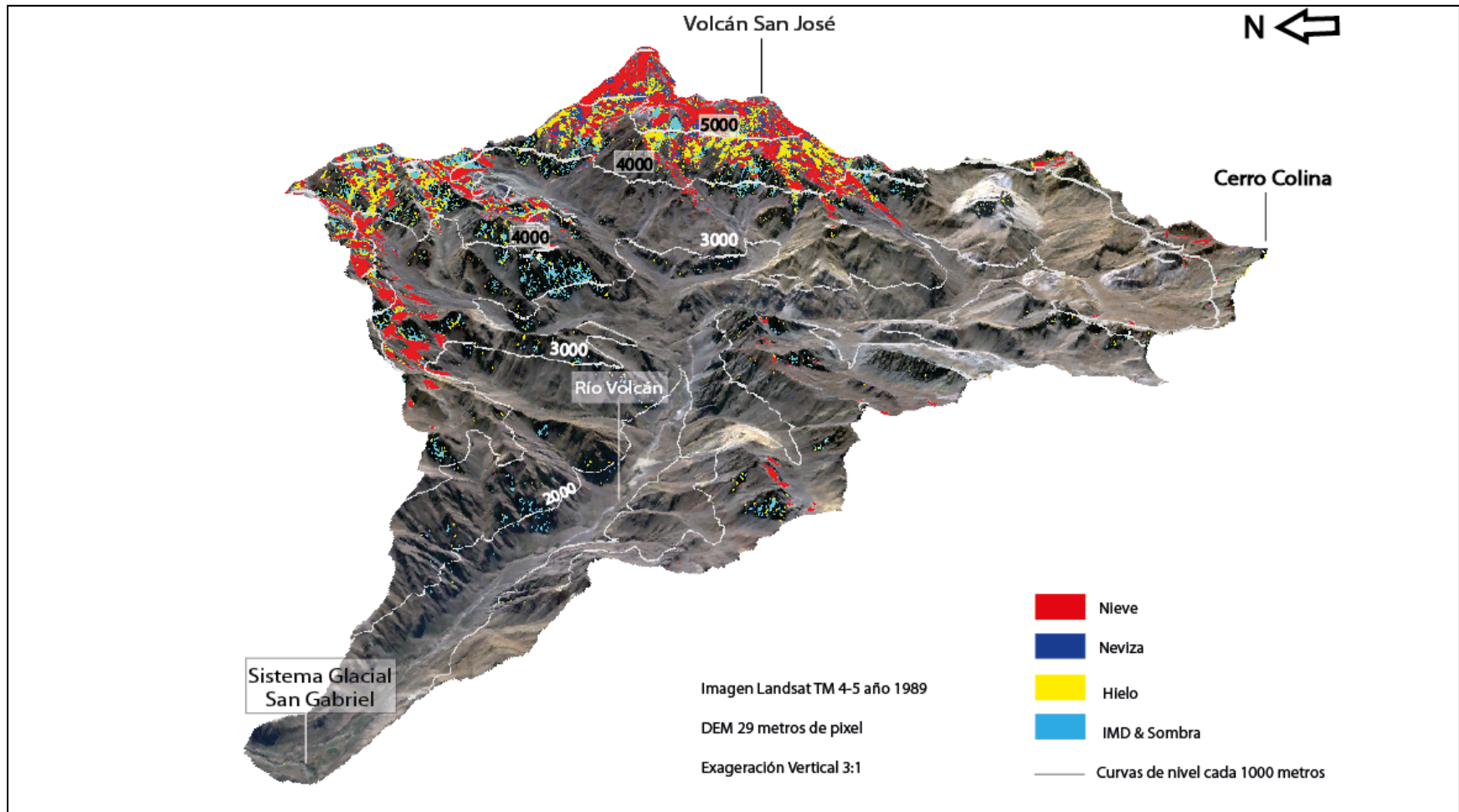


Figura 20: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 1989 en la cuenca del río Volcán.

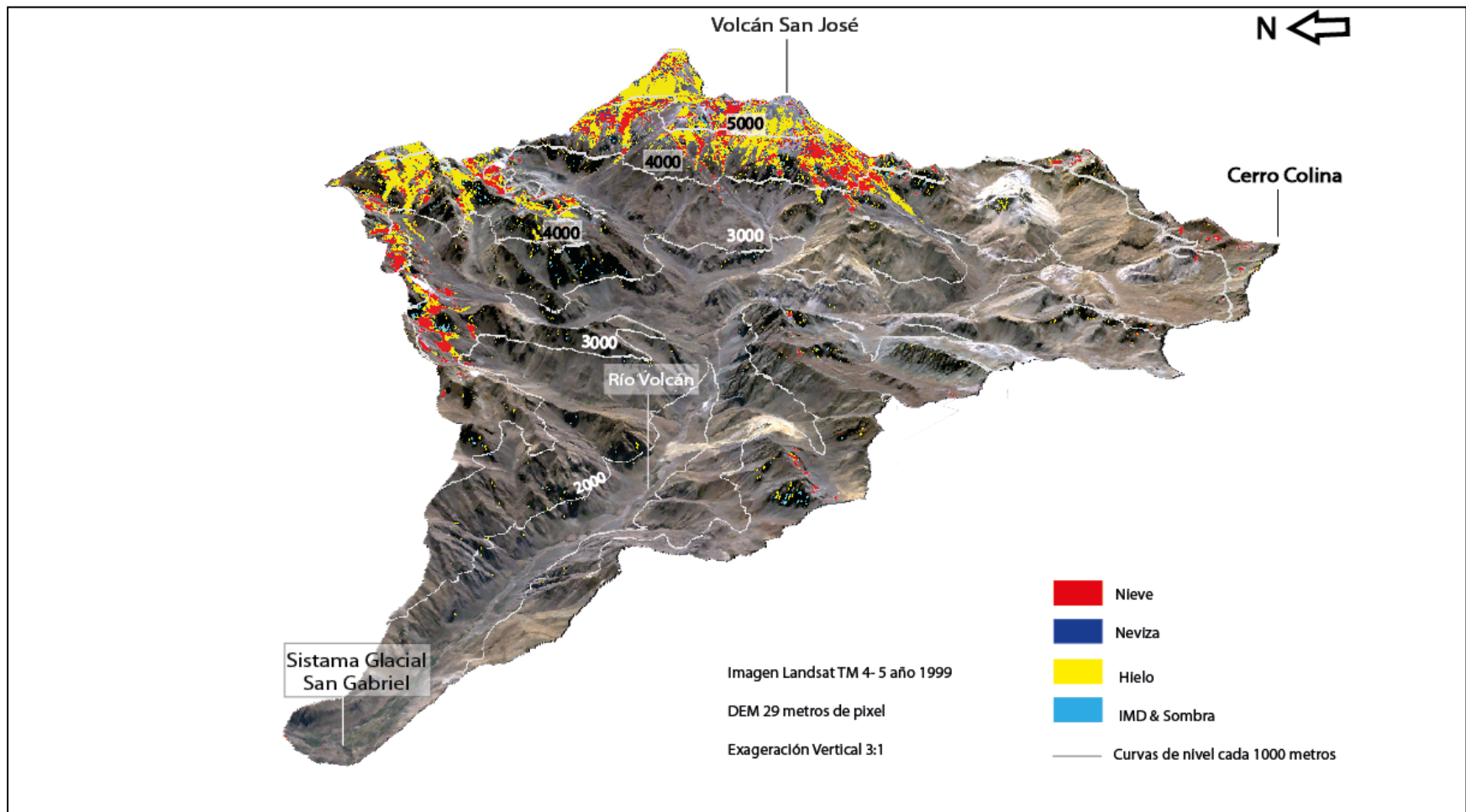


Figura 21: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 1999 en la cuenca del río Volcán.

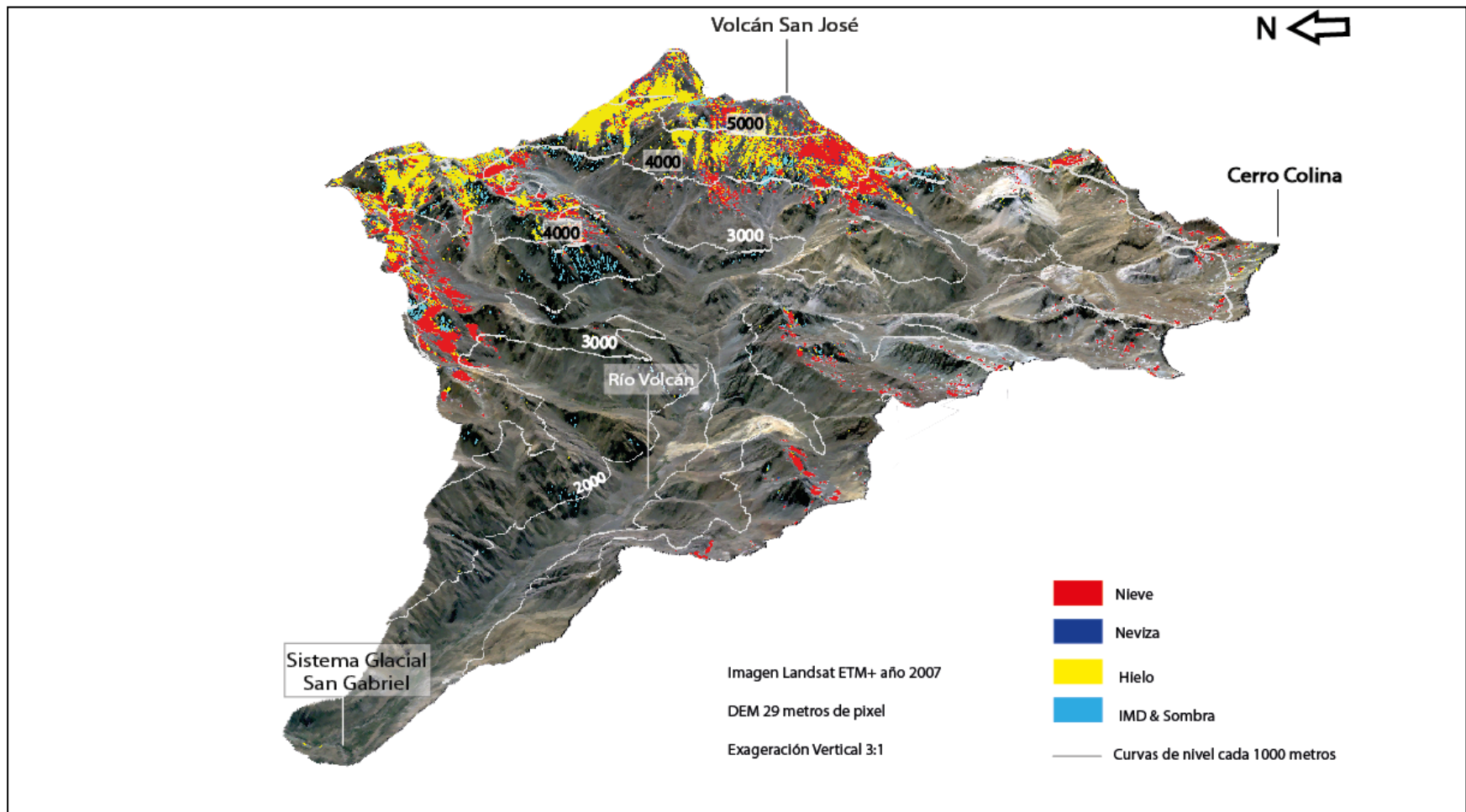


Figura 22: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2007 en la cuenca del río Volcán.

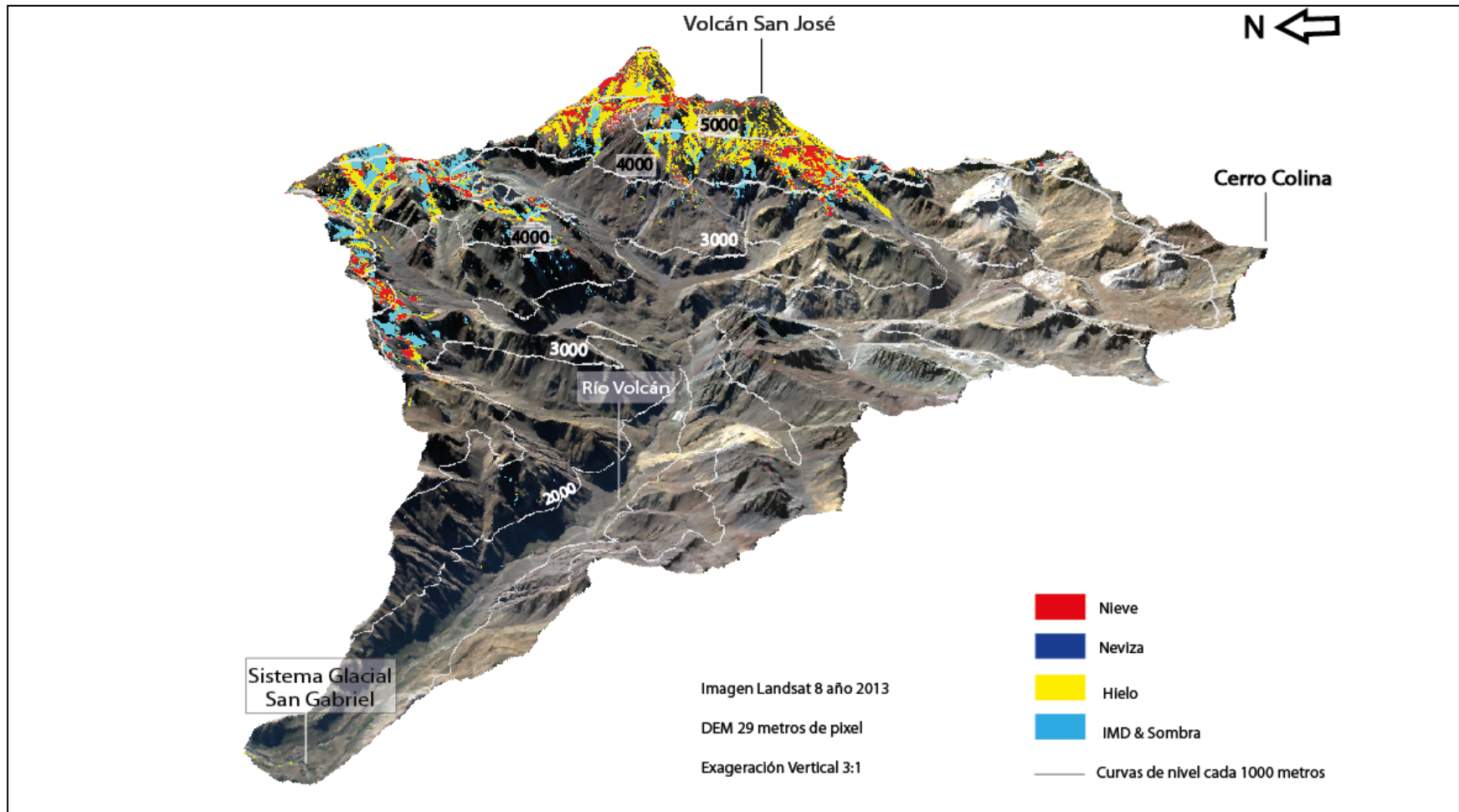


Figura 23: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2013 en la cuenca del río Volcán.



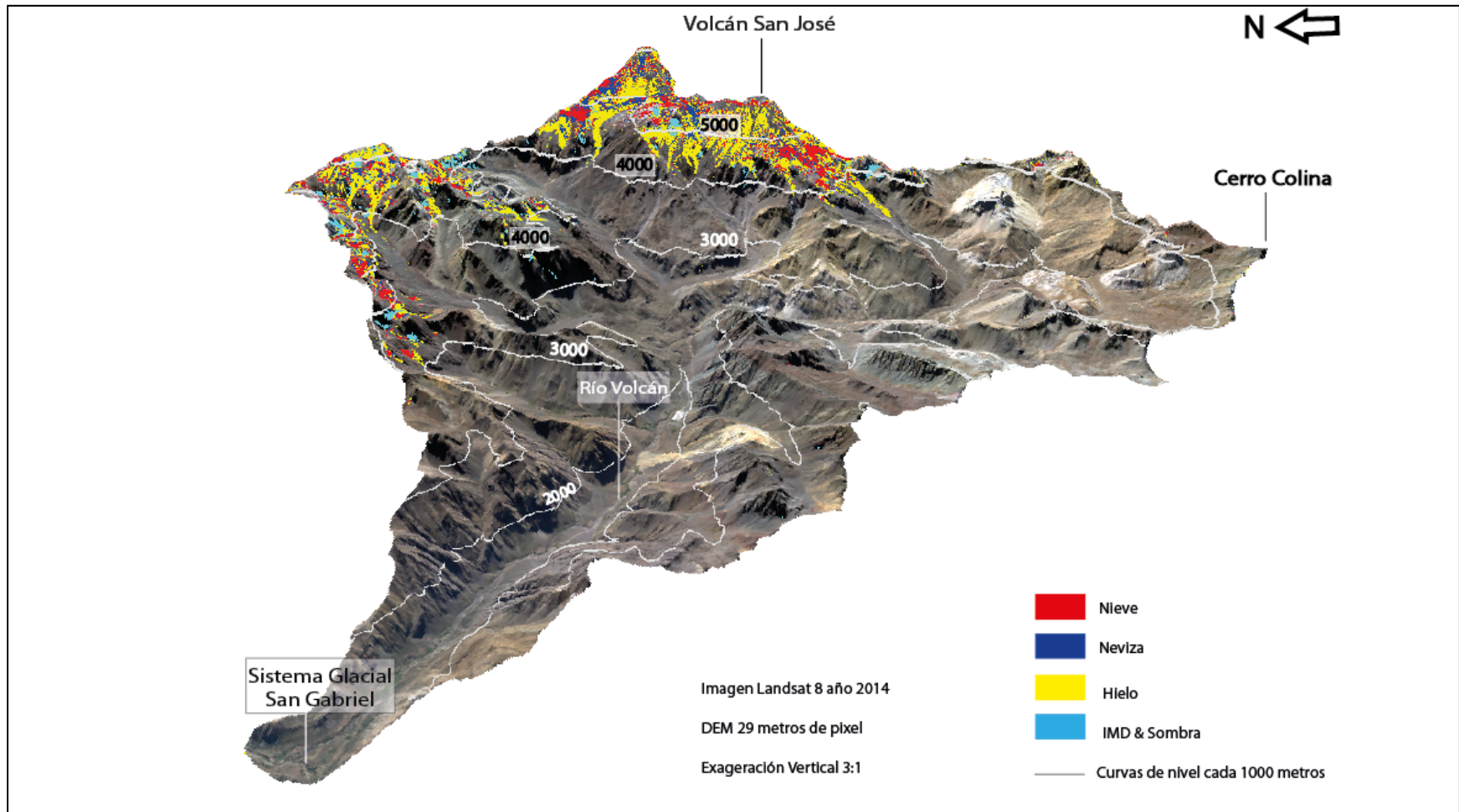


Figura 24: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2014 en la cuenca del río Volcán.

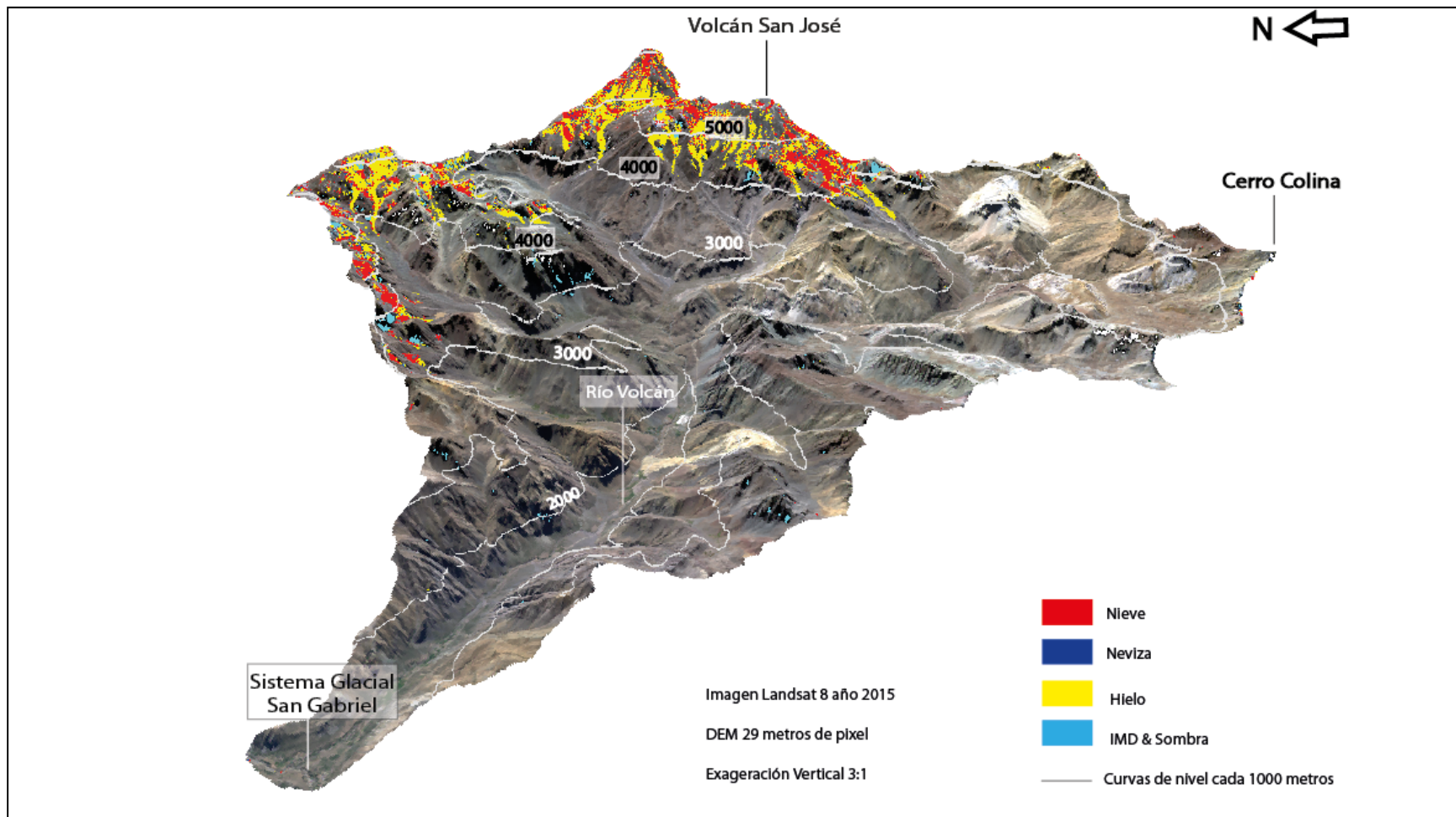


Figura 25: Vista 3D de distribución espacial de coberturas supraglaciales resultado de la aplicación Índices de Diferencias Normalizadas para el año 2015 en la cuenca del río Volcán.

### 3.3 Validación

El análisis de imágenes satelitales se confirma con la validación y los porcentajes de certezas vinculados al proceso de validación. En la Figura 26 se pueden observar los porcentajes de validación para 5 clases definidas en el estudio, es necesario recordar que la clase correspondiente a sombra (*shadow*) fue excluida del análisis multianual ya que no corresponde ni representa coberturas supraglaciales; por tanto en los resultados porcentuales, areales y gráficos sólo se presentan 4 clases.

En general se presentan altos porcentajes de validación, es decir, lo que en las Figuras 20, 21, 22, 23, 24 y 25 se considera nieve, neviza, hielo e IMD+Sombra tiene una alta coincidencia con la cobertura real de la imagen RGB. En su mayoría se observan certezas sobre el 80% y en algunos casos se presentan coincidencias cercanas al 100%. Un caso particular es el de la neviza, clase que presenta los menores porcentajes de validación, en especial el año 2013 donde sólo alcanza el 70%. Esta situación se debe principalmente a la reducida presencia de esta categoría dentro del área de estudio y a que esta clasificación, al estar entre la nieve y el hielo, posee una sutil diferenciación entre esas categorías y su delimitación se hace menos patente que las demás clases analizadas.

Las mayores coincidencias se presentan en las coberturas de nieve y hielo, en la primera categoría todas las escenas presentan validaciones sobre el 90%, en la segunda categoría, sólo la escena de febrero de 1999 presenta un porcentaje de validación por debajo del 90%. Las coincidencias para las categorías de sombra (*shadow*) e IMD+Sombra están por sobre el 80% en todas las escenas.

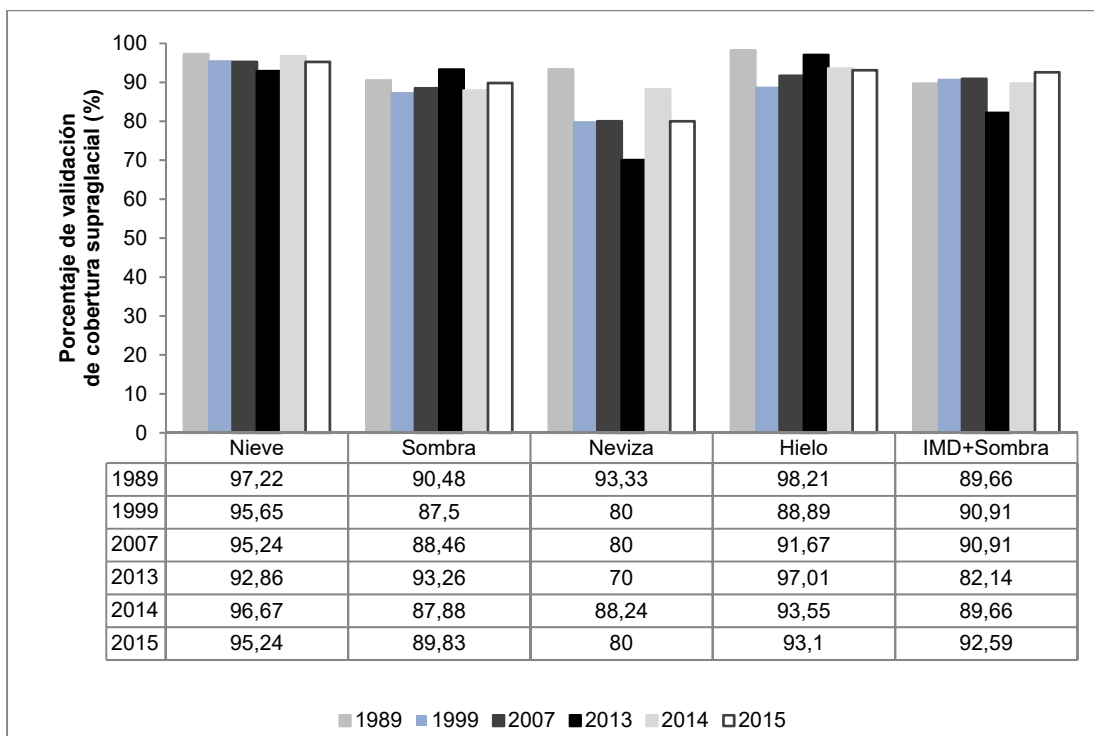


Figura 26: Gráfico de barras correspondiente a los porcentajes de validación de 5 clases, 4 de ellas correspondientes a coberturas supraglaciales de las escenas analizadas.

Los resultados de la matriz de validación (*Confusion Matrix*) para todos los años analizados se presentan en la Tabla 9.

**Tabla 9: Matriz de validación (*Confusion Matrix*), porcentajes de precisión en la clasificación y validación de coberturas supraglaciales para las escenas analizadas.**

| 1989              |        |        |        |       |            | 2013              |        |        |        |       |            |
|-------------------|--------|--------|--------|-------|------------|-------------------|--------|--------|--------|-------|------------|
| Clase             | Nieve  | Sombra | Nevizá | Hielo | IMD+Sombra | Clase             | Nieve  | Sombra | Nevizá | Hielo | IMD+Sombra |
| Nieve             | 97.22  | 0      | 6.67   | 0     | 0          | Nieve             | 92.86  | 0      | 20     | 1.49  | 0          |
| Sombra            | 0      | 90.48  | 0      | 0     | 3.45       | Sombra            | 0      | 93.26  | 0      | 0     | 17.86      |
| Nevizá            | 0      | 0      | 93.33  | 1.79  | 3.45       | Nevizá            | 4.76   | 0      | 70     | 1.49  | 0          |
| Hielo             | 2.78   | 0      | 0      | 98.21 | 3.45       | Hielo             | 2.38   | 0      | 10     | 97.01 | 0          |
| IMD+Sombra        | 0      | 9.52   | 0      | 0     | 89.66      | IMD+Sombra        | 0      | 6.74   | 0      | 0     | 82.14      |
| Total             | 100    | 100    | 100    | 100   | 100        | Total             | 100    | 100    | 100    | 100   | 100        |
| Precisión General | 94.90% |        |        |       |            | Precisión General | 91.95% |        |        |       |            |
| Coficiente Kappa  | 0.9328 |        |        |       |            | Coficiente Kappa  | 0.8898 |        |        |       |            |
| 1999              |        |        |        |       |            | 2014              |        |        |        |       |            |
| Clase             | Nieve  | Sombra | Nevizá | Hielo | IMD+Sombra | Clase             | Nieve  | Sombra | Nevizá | Hielo | IMD+Sombra |
| Nieve             | 98.73  | 0      | 4.76   | 0     | 0          | Nieve             | 96.67  | 0      | 8.82   | 3.23  | 0          |
| Sombra            | 0      | 83.33  | 0      | 0     | 3.13       | Sombra            | 0      | 87.88  | 0      | 0     | 6.9        |
| Nevizá            | 1.27   | 0      | 92.86  | 5.26  | 3.13       | Nevizá            | 1.67   | 0      | 2.94   | 93.55 | 3.45       |
| Hielo             | 0      | 0      | 2.38   | 94.74 | 3.13       | Hielo             | 1.67   | 0      | 88.24  | 3.23  | 0          |
| IMD+Sombra        | 0      | 16.67  | 0      | 0     | 90.63      | IMD+Sombra        | 0      | 12.12  | 0      | 0     | 89.66      |
| Total             | 100    | 100    | 100    | 100   | 100        | Total             | 100    | 100    | 100    | 100   | 100        |
| Precisión General | 93.88% |        |        |       |            | Precisión General | 91.36% |        |        |       |            |
| Coficiente Kappa  | 0.9172 |        |        |       |            | Coficiente Kappa  | 0.889  |        |        |       |            |
| 2007              |        |        |        |       |            | 2015              |        |        |        |       |            |
| Clase             | Nieve  | Sombra | Nevizá | Hielo | IMD+Sombra | Clase             | Nieve  | Sombra | Nevizá | Hielo | IMD+Sombra |
| Nieve             | 95.24  | 0      | 10     | 4.17  | 0          | Nieve             | 95.24  | 0      | 10     | 3.45  | 0          |
| Sombra            | 0      | 88.46  | 0      | 0     | 9.09       | Sombra            | 0      | 89.83  | 0      | 0     | 7.41       |
| Nevizá            | 2.38   | 0      | 80     | 4.17  | 0          | Nevizá            | 2.38   | 0      | 80     | 3.45  | 0          |
| Hielo             | 2.38   | 3.85   | 10     | 91.67 | 0          | Hielo             | 2.38   | 0      | 10     | 93.1  | 0          |
| IMD+Sombra        | 0      | 7.69   | 0      | 0     | 90.91      | IMD+Sombra        | 0      | 8.47   | 0      | 0     | 92.59      |
| Total             | 100    | 100    | 100    | 100   | 100        | Total             | 100    | 100    | 100    | 100   | 100        |
| Precisión General | 91.13% |        |        |       |            | Precisión General | 91.15% |        |        |       |            |
| Coficiente Kappa  | 0.8842 |        |        |       |            | Coficiente Kappa  | 0.8697 |        |        |       |            |

Fuente: Elaboración propia basado en resultados de *Confusion Matrix* ENVI, 2015.

### 3.4 Estimación de Alturas de Líneas de Equilibrio (ELA's)

Las potencialidades de la aplicación de los índices normalizados en imágenes satelitales para determinar coberturas supraglaciales no consisten únicamente en la delimitación y cuantificación de las diferentes clases establecidas, sino que se amplían y permiten establecer la altura de las líneas de equilibrio para los diferentes años analizados.

Este proceso consiste en determinar y delimitar la línea de separación entre dos coberturas, el hielo aguas abajo y la nieve aguas arriba del glaciar. Lo anterior se justifica al considerar que bajo la línea de equilibrio (ELA) dominan los procesos de fusión o ablación y por tanto debe presentarse en mayor cantidad el hielo; a su vez sobre la línea de equilibrio es donde se presentan los procesos de acumulación y en consecuencia debe predominar la existencia de nieve.

Las Figuras 27, 28 y 29 presentan las Alturas de las Líneas de Equilibrio de las imágenes analizadas. La delimitación de las ELA's para los años 1989, 2013, 2014 y 2015 presentan una singularidad, dado que se presentan dos sectores donde limitan las coberturas de hielo y nieve, una cercana a la cumbre del volcán San José correspondiente a la zona más alta del glaciar y otra cercana al inicio de la lengua glaciar, en estos casos se considera válida la separación de hielo y nieve más cercana a la lengua del glaciar y es ese nivel altitudinal el considerado en el análisis. En los años 1999 y 2007 el hielo en la cumbre es menor lo que facilita la delimitación de las ELA's.

La Tabla 10 presenta los resultados de la estimación de las ELA's para las imágenes analizadas. Las ELA's promedio para todos los años varían como máximo 100 metros y al considerar el rango de error del análisis (correspondiente al pixel de las imágenes) se deben asumir rangos  $\pm 30$  metros para la discriminación y comparación multianual de las ELA's. Las imágenes muestran que a aunque las ELA's promedio son similares e incluso durante los años 2013, 2014 y 2015 no varían y permanece constante en 4600 m s.n.m., las amplitudes entre la cota máxima y mínima de la línea de separación entre el hielo y la nieve sí presenta grandes variaciones. Los años con menor variación son 1999 y 2007 donde la amplitud entre la cota mínima y máxima alcanza los 100 metros, los años con mayor amplitud entre cotas son el 2014 y 2015 con 300 metros de diferencia entre ellas, por su parte los años 1989 y 2013 presentan diferencias de 150 y 200 metros respectivamente entre el punto más alto de separación de nieve y hielo y el punto más bajo de separación entre estas dos coberturas supraglaciales.

Estos antecedentes sugieren que la zona de hielo aguas abajo del glaciar está remontando hacia la cabecera de la cuenca, disminuyendo así la altura en la que predomina la nieve. Esto se revela en el aumento de las amplitudes entre la cota mínima y máxima. Se acentúan las áreas de ablación disminuyendo en altura las zonas dominadas por la cubierta de nieve y por tanto las zonas de acumulación. Es preciso considerar que la nieve actúa como capa aislante del hielo subyacente protegiéndolo e inhibiendo los procesos de fusión, sin embargo, la ausencia de nieve y el aumento de la alturas de las líneas de equilibrio (ELA's) refleja un predominio de la fusión por sobre la acumulación lo que confirma los resultados de la variación de coberturas supraglaciales. Estos resultados entregan un comportamiento de coberturas que pasan desde el predominio de nieve en la cuenca del río Volcán en el año 1989 (el doble de área ocupada por nieve respecto al hielo) para 10 años después en el 1999 presentar una relación inversa donde predomina el hielo por sobre la nieve, la amplitud de la diferencia entre ambas coberturas va disminuyendo considerablemente en los años analizados, y evolucionan desde aproximadamente 8 km<sup>2</sup> de diferencia el año 1999 a tan sólo 4 km<sup>2</sup> de diferencia entre las mismas coberturas el año 2015 (se excluye el año 2007).

**Tabla 10: Estimación de la Altura Línea de Equilibrio (ELA) utilizando el método de Índices de Diferencias Normalizadas en imágenes satelitales Landsat para las escenas analizadas.**

| Año  | Cota mínima<br>(m s.n.m) | Cota máxima<br>(m s.n.m) | ELA<br>(m s.n.m) | Variación cota<br>max- min<br>(± metros) |
|------|--------------------------|--------------------------|------------------|--|
| 1989 | 4450                     | 4600                     | 4525             | 150                                      |
| 1999 | 4600                     | 4700                     | 4650             | 100                                      |
| 2007 | 4500                     | 4600                     | 4550             | 100                                      |
| 2013 | 4500                     | 4700                     | 4600             | 200                                      |
| 2014 | 4450                     | 4750                     | 4600             | 300                                      |
| 2015 | 4450                     | 4750                     | 4600             | 300                                      |

**Fuente: Elaboración propia basada en aplicación de índices normalizados.**

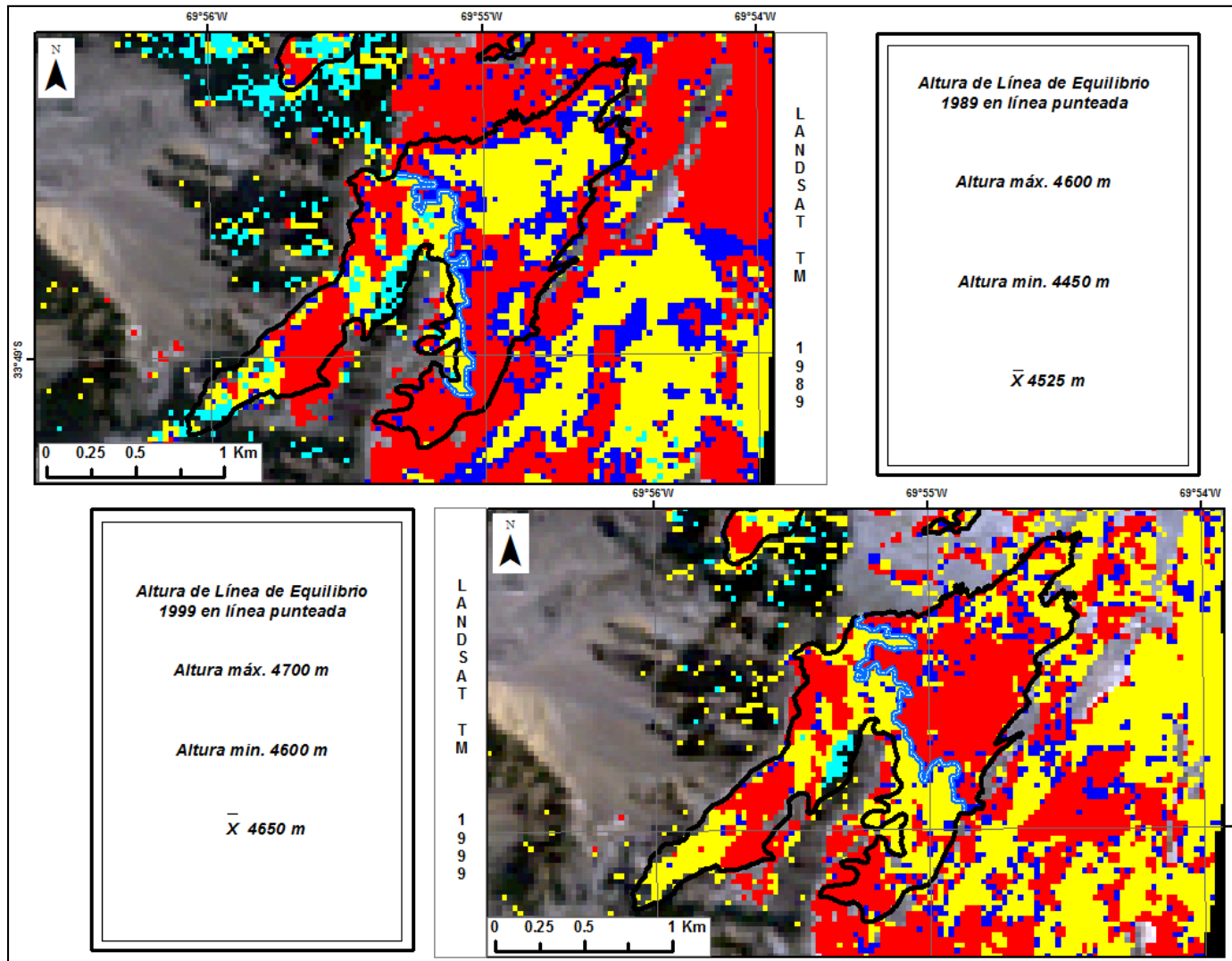


Figura 27: Vista en 2D de la delimitación de las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA) para los años 1989 y 1999 en el glaciar localizado en la pared oeste del volcán San José, a través de la aplicación del método de Índices de Diferencia Normalizada.

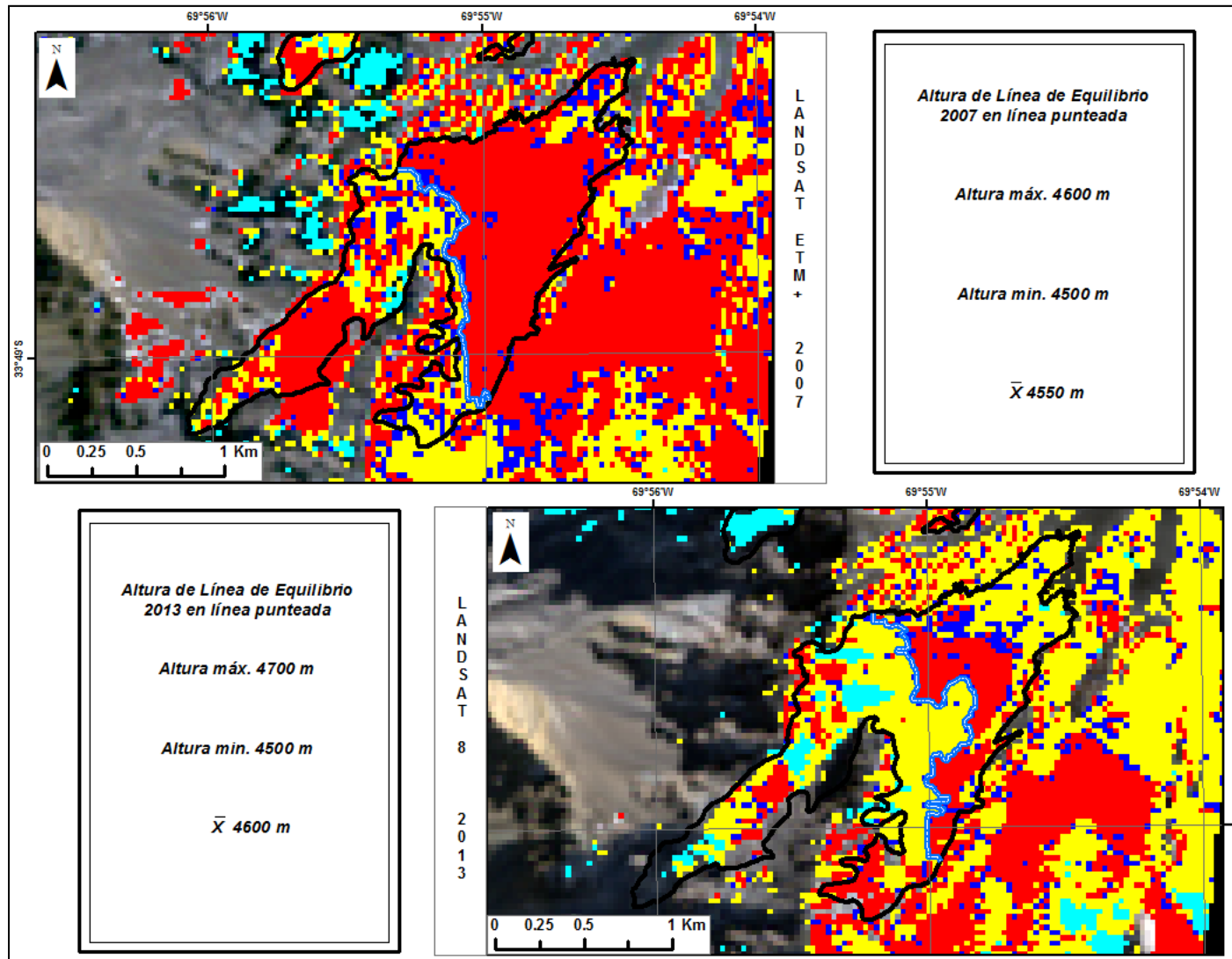


Figura 28: Vista en 2D de la delimitación de las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA) para los años 2007 y 2013 en el glaciar localizado en la pared oeste del volcán San José, a través de la aplicación del método de Índices de Diferencia Normalizada.



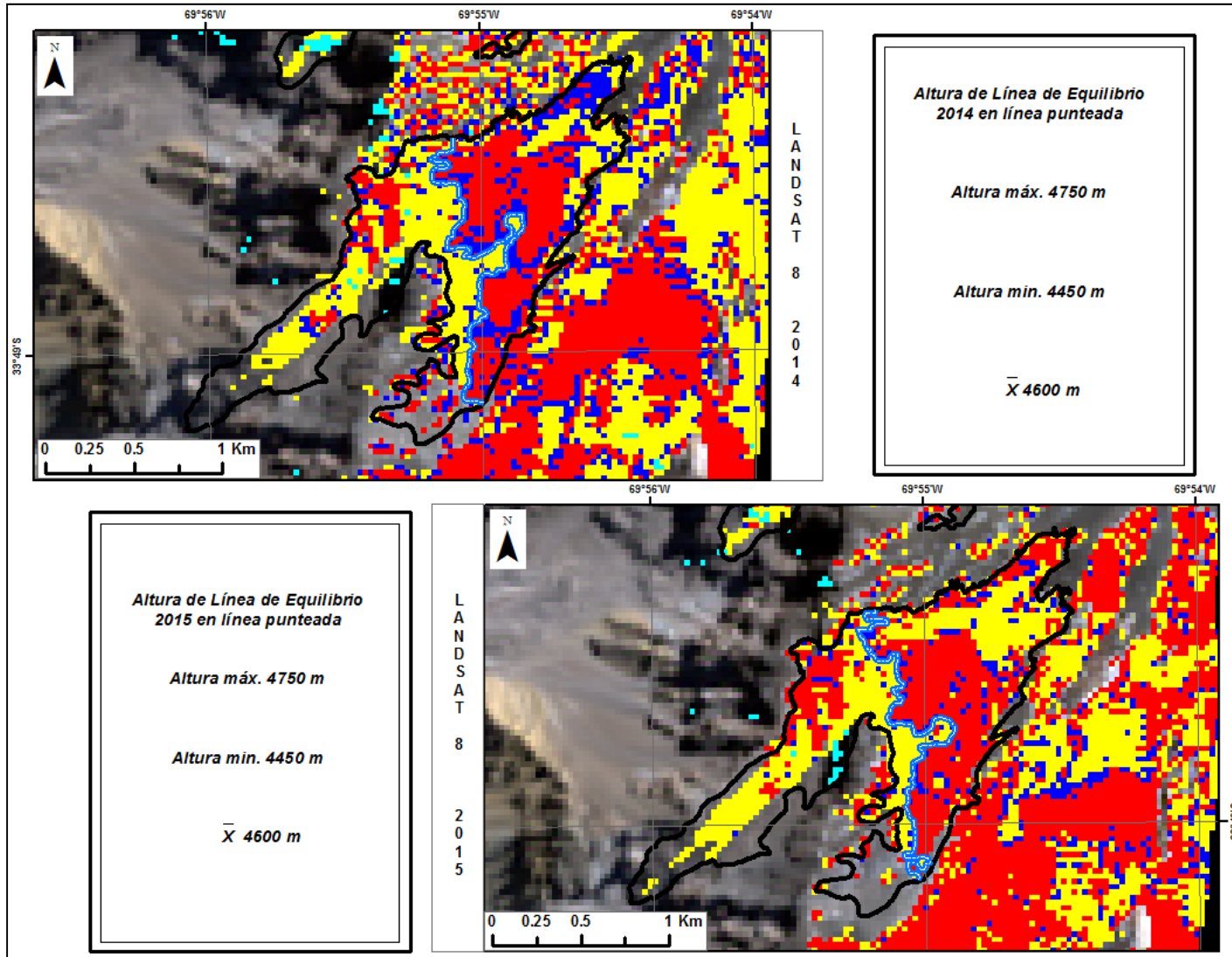


Figura 29: Vista en 2D de la delimitación de las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA) para los años 2014 y 2015 en el glaciar localizado en la pared oeste del volcán San José, a través de la aplicación del método de índices de Diferencia Normalizada.

### 3.5 Análisis Climático

El análisis climático se realiza considerando los datos del período 1964-2015, el criterio de selección de esta serie de tiempo se relaciona con la disponibilidad de registros de las estaciones consideradas en el análisis. Es así, como la estación cordillerana de El Yeso, presenta registros diarios continuos desde el año 1964 hasta la fecha, esto limita y condiciona el análisis comparativo entre las estación de El Yeso y Quinta Normal y define el rango temporal del estudio de tendencias climático.

El análisis de tendencias aplicado a las series de datos de las estaciones de Quinta Normal y El Yeso desde el año 1964 al 2015 (Tabla 11) reflejan que las precipitaciones líquidas en El Yeso, estación de alta montaña, han experimentado una tendencia positiva, los rangos de variación están entre  $3,950 \pm 6,257$  con un 91% de significancia, es decir, aumentos en las precipitaciones del orden de  $5,014 \text{ mm década}^{-1}$ .

Por su parte las temperaturas mínimas presentan tendencias positivas, es decir, se observan aumentos en las temperaturas mínimas anuales y trimestrales (o estacionales) de ambas estaciones, salvo la temporada de invierno en la estación Quinta Normal que a pesar de presentar valores de aumento (tendencia positiva), la significancia de esta tendencia es del 80% y no alcanza el porcentaje de representación considerado como válido. Las temperaturas máximas no presentan patrones claros y en la estación El Yeso sólo pueden considerarse las tendencias positivas de las temperaturas máximas para el período anual y de verano, las estaciones de otoño, invierno y primavera no alcanzas significancias aceptables y no se consideran válidas. La situación en la estación Quinta Normal es similar a la evidenciada en las temperaturas mínimas y la tendencia es positiva observándose aumentos de las temperaturas máximas anuales y estacionales, salvo en el trimestre de otoño, donde la significancia alcanza el 70% y no se considera como válido.

Al analizar los patrones de las tendencias de las temperaturas mínimas se puede establecer una relación directa entre estas y la tendencia anual de aumento de precipitaciones en la estación El Yeso. El aumento de las temperaturas mínimas evidencia una elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$ , lo que posibilita el predominio de precipitación de agua líquida en sectores donde antes precipitaba en estado sólido. La tendencia general presenta un aumento de las temperaturas mínimas de  $0,025^{\circ}\text{C año}^{-1}$ . Durante las temporadas de primavera, verano y otoño los aumentos no superan los  $0,027^{\circ}\text{C año}^{-1}$ , sin embargo, durante la estación de invierno la tendencia muestra un aumento de  $0,038^{\circ}\text{C año}^{-1}$  lo que fortalece el vínculo entre precipitaciones y temperaturas mínimas.

El patrón de alzas en las temperaturas mínimas explicaría la disminución de superficies de las coberturas supraglaciales correspondientes a nieve, hielo e IMD observado para el período 1989-2015, así como también se relacionaría con las tendencias de aumento de las ELAs para el mismo período.

Las tendencias de aumento o disminución, su significancia o porcentaje de representatividad y los rangos de las anomalías pueden observarse en la Tabla 11.

El parámetro que presenta variación en forma más consistente es la temperatura mínima, mostrando tendencias positivas (aumentos de temperatura) con confianza estadística sobre el 90%, salvo en la estación Quinta Normal para el período de invierno. El parámetro que le sigue en importancia es la temperatura máxima, sin embargo, los resultados del análisis muestran tendencias con significancia estadística menor y por tanto con menor porcentaje de confiabilidad.

Por último el parámetro de precipitaciones, sólo muestra tendencias positivas significativas estadísticamente para la estación El Yeso durante el período considerado en el análisis desde 1964-2015.

**Tabla 11: Tendencias climáticas anuales y estacionales en las estaciones Quinta Normal y El Yeso para el período 1964-2015. Se presenta la estación y temporada analizada; la pendiente de Sen correspondiente a la tendencia de los datos de la serie, los que pueden presentar tendencias positivas (aumentos) o negativas (disminuciones); el valor-p o *p-value* correspondiente a la significancia estadística de los resultados, el valor-p o *p-value* se convierte a % de confianza; las anomalías correspondientes a los rangos entre los cuales se presentan las variaciones de las tendencias.**

| Estación meteorológica & Temporada    | Pendiente de Sen | Valor-p | Anomalías       |
|---------------------------------------|------------------|---------|-----------------|
| Precipitación Quinta Normal           | -0.661           | 0.505   | -1.327 ± -0.197 |
| Precipitación Quinta Normal verano    | 0                | 0.987   | 0               |
| Precipitación Quinta Normal otoño     | 0.243            | 0.576   | 0.021 ± 0.449   |
| Precipitación Quinta Normal invierno  | -0.825           | 0.429   | -1.268 ± -0.331 |
| Precipitación Quinta Normal primavera | -0.184           | 0.591   | -0.365 ± -0.006 |
| Precipitación El Yeso                 | <b>5.014</b>     | 0.088   | 3.950 ± 6.257   |
| Precipitación El Yeso verano          | 0.043            | 0.604   | 0.000 ± 0.138   |
| Precipitación El Yeso otoño           | 0.6              | 0.280   | 0.308 ± 0.851   |
| Precipitación El Yeso invierno        | 1.978            | 0.170   | 1.181 ± 2.923   |
| Precipitación El Yeso primavera       | 0.327            | 0.526   | 0.063 ± 0.560   |
| T° mínima Quinta Normal               | <b>0.019</b>     | 0.001   | 0.016 ± 0.021   |
| T° mínima Quinta Normal verano        | <b>0.021</b>     | 0.0002  | 0.019 ± 0.024   |
| T° mínima Quinta Normal otoño         | <b>0.02</b>      | 0.003   | 0.017 ± 0.023   |
| T° mínima Quinta Normal invierno      | 0.011            | 0.170   | 0.006 ± 0.014   |
| T° mínima Quinta Normal primavera     | <b>0.02</b>      | 0.001   | 0.018 ± 0.023   |
| T° mínima El Yeso                     | <b>0.025</b>     | 0.030   | 0.018 ± 0.030   |
| T° mínima El Yeso verano              | <b>0.026</b>     | 0.019   | 0.019 ± 0.030   |
| T° mínima El Yeso otoño               | <b>0.027</b>     | 0.025   | 0.021 ± 0.034   |
| T° mínima El Yeso invierno            | <b>0.038</b>     | 0.091   | 0.026 ± 0.049   |
| T° mínima El Yeso primavera           | <b>0.026</b>     | 0.031   | 0.022 ± 0.034   |
| T° máxima Quinta Normal               | <b>0.024</b>     | 0.0001  | 0.022 ± 0.027   |
| T° máxima Quinta Normal verano        | <b>0.023</b>     | 0.0001  | 0.019 ± 0.026   |
| T° máxima Quinta Normal otoño         | 0.01             | 0.234   | 0.006 ± 0.015   |
| T° máxima Quinta Normal invierno      | <b>0.029</b>     | 0.0003  | 0.026 ± 0.033   |
| T° máxima Quinta Normal primavera     | <b>0.031</b>     | 0.0002  | 0.026 ± 0.035   |
| T° máxima El Yeso                     | <b>0.035</b>     | 0.008   | 0.030 ± 0.042   |
| T° máxima El Yeso verano              | <b>0.03</b>      | 0.005   | 0.024 ± 0.037   |
| T° máxima El Yeso otoño               | 0.015            | 0.365   | 0.007 ± 0.024   |
| T° máxima El Yeso invierno            | 0.012            | 0.594   | 0.001 ± 0.023   |
| T° máxima El Yeso primavera           | 0.016            | 0.211   | 0.010 ± 0.025   |

**Fuente: Elaboración propia basado en análisis de tendencias Mann Kendal.**

El análisis de tendencia de Mann Kendal presenta el comportamiento de parámetros de primer orden, específicamente temperaturas (mínimas y máximas) y precipitaciones, presentando variaciones anuales y estacionales (trimestrales) para el período 1964-2015. Estos antecedentes sugieren que son las temperaturas mínimas las que comandan las variaciones de superficie de las coberturas supraglaciales analizadas con anterioridad.

Se realizó un análisis de tendencias utilizando el método de Mann Kendal, para las variables disponibles del período anterior a 1964 correspondiente a 1911-1963. Durante este período no se cuenta con datos diarios de temperaturas máximas, por lo tanto, se aplica el método sólo a las temperaturas mínimas y precipitaciones. El resultado del análisis de tendencias realizado presenta la tendencia anual de los años hidrológicos del período 1911-1963, los resultados se presentan en la Tabla 12.

**Tabla 12: Tendencias climáticas anuales en la estación Quinta Normal para el período 1911-1963. La pendiente de Sen corresponde a la tendencia de los datos de la serie, los que pueden presentar tendencias positivas (aumentos) o negativas (disminuciones); el *p-value* corresponde a la significancia estadística de los resultados.**

| Serie de Tiempo | Año inicio | Año término | N° años | p - value | Pendiente de Sen |
|-----------------|------------|-------------|---------|-----------|------------------|
| Temp. Mínimas   | 1911       | 1963        | 53      | ***       | 0.027            |
| Precipitaciones | 1911       | 1963        | 53      |           | -0.862           |

Fuente: Elaboración propia basado en análisis de tendencias Mann Kendal.

Los resultados de tendencias del período 1911-1963 muestran un comportamiento de disminución de las precipitaciones en la estación Quinta Normal; esta disminución corresponde a 8,6 mm década<sup>-1</sup>, sin embargo, esta tendencia no es significativa estadísticamente. Por su parte, las temperaturas mínimas presentan un aumento de 0,3 °C década<sup>-1</sup>, con una significancia estadística del 99,9%.

Los resultados del análisis de tendencias de los períodos 1911-1963 y 1964-2015 son consistentes con cambios relevantes y estadísticamente significativos de las temperaturas mínimas, variable que serían relevantes en las variaciones de superficie glaciares.

Con el objetivo de confirmar estos resultados se aplican dos cálculos complementarios: grado día de congelamiento correspondiente a la suma de días con temperaturas mínimas diarias menores a 0°C y grado día de fusión correspondiente a la suma de días con temperaturas mínimas diarias mayores a 0°C. Ambos cálculos se focalizan temporalmente a los períodos de ablación (de septiembre a marzo) previos a la captura de las escenas analizadas y se restringen espacialmente a la estación El Yeso (estación más cercana altitudinal y latitudinalmente al área de estudio) con el fin de determinar con mayor certeza cuan determinantes son las temperaturas mínimas respecto a las variaciones de las coberturas supraglaciales y la posición de las ELA's en el período histórico.

La Figura 30 presenta el comportamiento de los grados días de congelamiento (sumatoria de temperaturas mínimas menores a 0°C) durante la temporada de ablación de las escenas analizadas. La gráfica muestra que las temporadas de ablación 1989-1999 y 2013-2014, acumulan la mayor cantidad de días con temperaturas por debajo del punto de congelamiento, la temporada más cálida fue el período 2014-2015.

Los datos climáticos resultan concordantes con las tendencias, tanto positivas como negativas, de las coberturas supraglaciales correspondientes a nieve, hielo, neviza e IMD en la cuenca.

Al comparar los resultados de las áreas de la cuenca ocupadas por las coberturas supraglaciales definidas, se observa una relación directa entre las mayores superficies (y porcentajes) cubiertas por nieve, hielo y neviza y la mayor concentración de días con temperaturas mínimas bajo cero grados, situación que se observa con intensidad durante el período de ablación 1988-1989.

El comportamiento de los grados días de congelamiento en la temporada 2013-2014, período en que se concentra una gran cantidad de temperaturas mínimas < 0°C, permite que la variación de superficies de las coberturas supraglaciales entre los años 1999 y 2013 se diferencien por un porcentaje areal menor a 0,9% correspondiente a 0,45 km<sup>2</sup>, es decir, la mayor concentración de días bajo el punto de congelamiento favorecen la disminución de pérdida de masa en glaciares subtropicales.

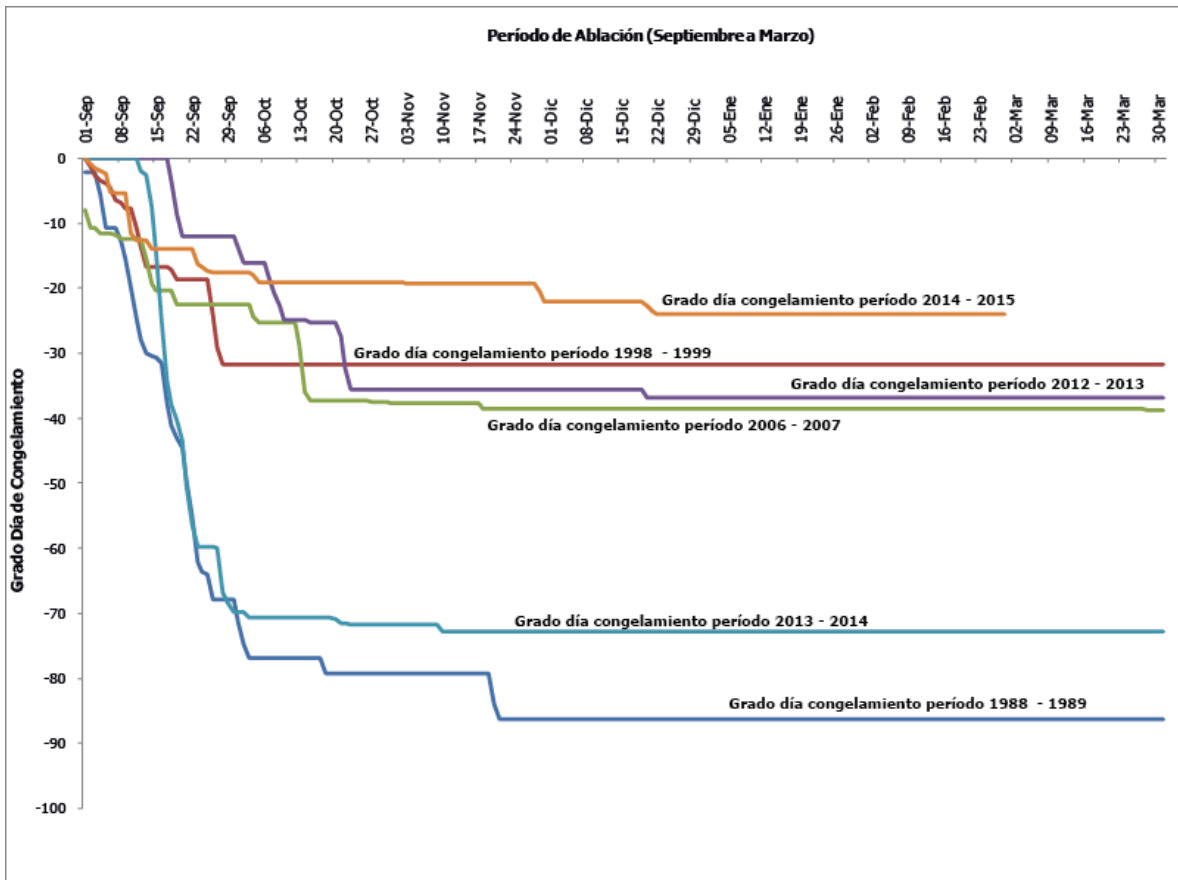


Figura 30: Comportamiento de los períodos de ablación de las escenas analizadas, considerando la sumatoria de los días con temperaturas mínimas < 0°C (grados días de congelamiento). El período 1988-1989 y 2013-2014 concentran la mayor cantidad de días con temperaturas mínimas < 0°C. Elaboración propia.

El comportamiento de la temporada 2006-2007 no presenta una tendencia de grados día de congelamiento especialmente favorable para la conservación de nieve/hielo; sin embargo, el evento de precipitación del 16 de febrero y las bajas amplitudes térmicas en el período previo a la captura de la imagen entregan las condiciones necesarias para mantener sin fusión las áreas de coberturas supraglaciales de la cuenca. Esto se confirma al observar las curvas de grado día de fusión (Figura 31), desde el 16 de febrero del 2007 las temperaturas sobre 0°C disminuyen y la curva cae, separándose de los demás años, esto demuestra que la temperatura disminuyó y generó un escenario que propició la mantención de la nieve caída durante febrero.

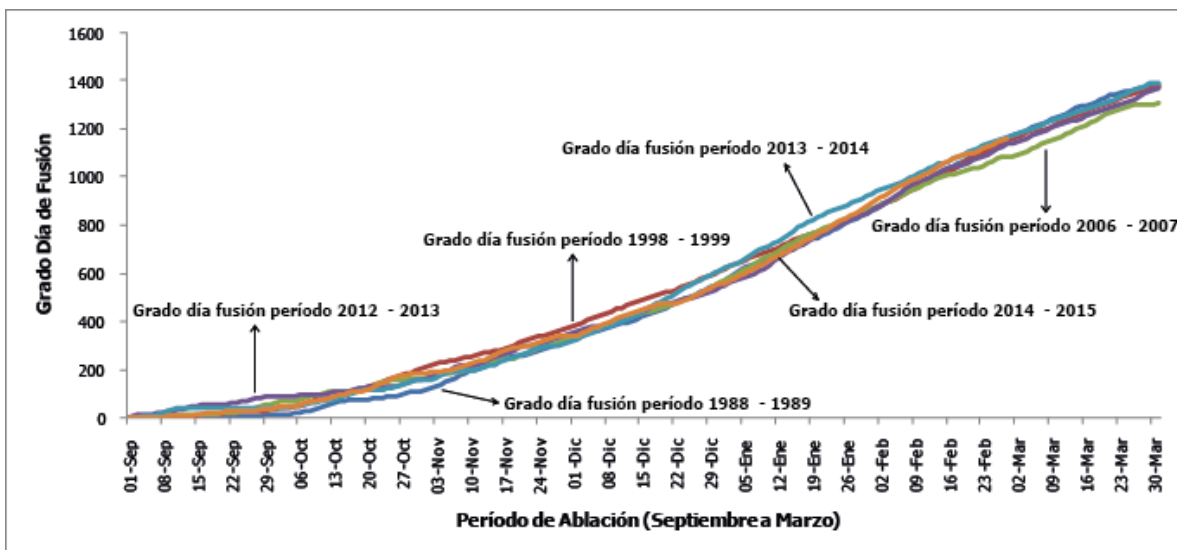


Figura 31: Comportamiento de los períodos de ablación de las escenas analizadas, considerando la sumatoria de los días con temperaturas mínimas  $> 0^{\circ}\text{C}$  (grados días de fusión). El período 2006-2007 presenta al final de la época de ablación una menor cantidad de días con temperaturas mínimas  $> 0^{\circ}\text{C}$ . Elaboración propia.

Por su parte, se observa un aumento de las temperaturas mínimas  $> 0^{\circ}\text{C}$  al final del período de ablación 2013-2014, sin embargo, esta alza en las temperaturas mínimas no tienen una correlación con la disminución de superficies de coberturas supraglaciales. La variación de áreas cubiertas por nieve, hielo, firm e IMD+Shadow entre los períodos 2013 y 2014 alcanza sólo un 2,63%, esta baja pérdida de masa glaciar se relaciona con el comportamiento de los grados días de fusión y por tanto se reafirma la fuerte dependencia entre las coberturas supraglaciales y las temperaturas mínimas.

La mayor cobertura de superficies supraglaciales observada el año 2007 correspondiente a un 68,05%, estaría mayormente vinculada a las precipitaciones y en menor medida se relacionan con las disminuciones en las temperaturas mínimas  $> 0^{\circ}\text{C}$  hacia finales de la época de ablación.

Respecto a las diferencias en la posición de las ELAs en los años analizados, los datos son consistentes con el aumento de la altura de las líneas de equilibrio. En particular se observa que los aumentos en la posición de las líneas de equilibrio consisten principalmente en mayores diferencias entre la cota mínima de contacto entre las coberturas de nieve (área de acumulación) y hielo (área de ablación) y la cota máxima de contacto entre estas.

La menor amplitud (diferencia entre la cota mínima y máxima de contacto entre las coberturas de nieve y hielo) de la ELA observada en el año 2013 estaría asociada a la influencia del comportamiento de los grados días de congelamiento, los cuales presentan una gran concentración de días con temperaturas mínimas bajo el punto de congelamiento.

Por su parte la posición relativa de la ELA del año 2007, a una altura más baja que la registrada el año 1999, se relaciona con el evento de precipitación estival ocurrido a finales de la época de

ablación y reportado en la estación El Yeso, situación que se ve favorecida por la disminución de las temperaturas mínimas  $> 0^{\circ}\text{C}$  (grados días de fusión) hacia finales de la época de ablación. La altura de la ELA registrada el año 2015 a  $\sim 4600$  m s.n.m está relacionada con la baja cantidad de días con temperaturas mínimas  $< 0^{\circ}\text{C}$ , lo que refuerza la influencia de las temperaturas mínimas sobre el comportamiento de las coberturas supraglaciales y sobre la posición de las ELA's en los glaciares de Los Andes subtropicales.

El aumento de precipitaciones en altura representado por la tendencia positiva de las precipitaciones líquidas en la estación El Yeso y el aumento de las temperaturas mínimas en todas las estaciones propician los procesos de fusión y el aumento de alturas en las posiciones de las ELA's.

La estimación de la posición de las ELA's utilizando el método de Condom et al. (2007) entrega resultados con gran variabilidad interanual para las líneas de equilibrio calculadas (Figura 32). El detalle de las alturas de las líneas de equilibrio resultado de la aplicación del método matemático propuesto se presenta en la Tabla 13.

Se integra a la gráfica la altura de las líneas de equilibrio calculada por René Garreaud en [www.dgf.uchile.cl/rene/MODIS/](http://www.dgf.uchile.cl/rene/MODIS/) (línea verde de la Figura 32) con el objetivo de comparar los resultados obtenidos. La información utilizada para el cálculo de ELA's en esta página es el producto "[MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid \(MOD10A1\)](#)" elaborado y distribuido por el National Snow and Ice Data Center ([NSIDC](#)) de la NASA - EEUU. Diariamente, se post-procesan los datos, (transformación de grilla sinusoidal a geográfica) y luego se obtienen la fracción de cobertura nival ( $F_n$ ) en un conjunto de cuencas andinas. La fracción nival es definida como  $F_n = (\text{Píxeles identificados con nieve}) / (\text{Píxeles Validos}) * 100$ , donde los píxeles validos es el número total dentro de la cuenca menos los píxeles identificados con nubes. El cálculo de  $F_n$  se realiza solo cuando la fracción nubosa ( $F_c = (\text{Píxeles identificados con nubes}) / (\text{Total de Píxeles}) * 100$ ) es inferior al 30%.

Las estimaciones derivadas de la imágenes MODIS siguen las tendencias generales de las ELA's calculadas a través del método de Condom et al. (2007), sin embargo, presentan valores bajos, que están incluso bajo la posición actual de los glaciares en las cuencas de Los Andes centrales. Se considera por tanto, que estos valores en torno a los  $\sim 3700 - 4000$  m s.n.m subestiman los valores de las ELAs y por tanto, deben ser utilizados sólo como referencia y no como un resultado final.

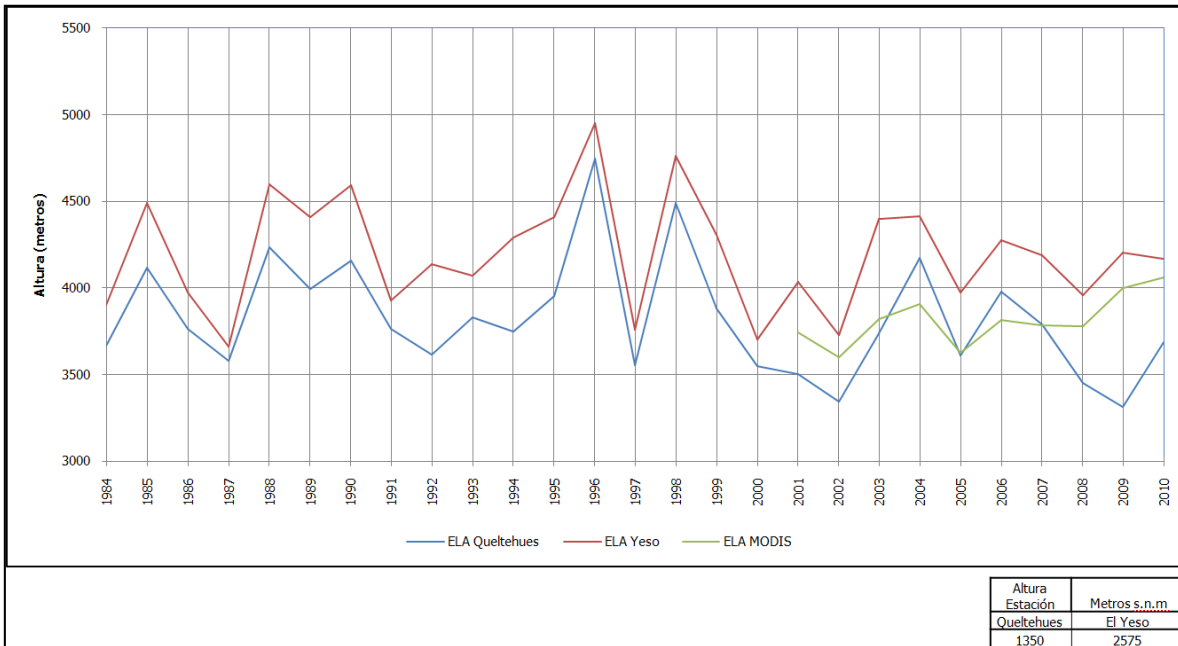


Figura 32: Posición de las ELA's durante el período histórico 1984-2010 calculadas a partir del método de Condom et al. (2007) donde se presentan las líneas de equilibrio calculadas con los datos de temperatura y precipitación de las estaciones Queltehués (línea roja) y El Yeso (línea azul), comparadas con las ELA's calculadas por el DGF de la Universidad de Chile a través del procesamiento de imágenes MODIS (línea verde).

Tabla 13: Estimación de la Altura Línea de Equilibrio (ELA) utilizando el método matemático de Condom et al. (2007) para 3 escenas analizadas.

| Año          | 1989 | 1999 | 2007 |
|--------------|------|------|------|
| ELA(m s.n.m) | 4409 | 4307 | 4191 |

Fuente: Elaboración propia basada en aplicación del método de Condom et al. (2007).

Estos resultados no siguen la tendencia observada para los mismos años aplicando el método de índices normalizados en imágenes satelitales y presentan una disminución de la altura de la ELA para el año 1999, situación que no se observa en el método de índices normalizados. A su vez, las alturas varían considerablemente entre los métodos, así la aplicación del método de Condom et al. (2007) para el año 1999 localiza a la ELA a los 4307 m s.n.m, por su parte para el mismo año aplicando el método de índices normalizados la ELA se localiza a los 4650 m s.n.m. La situación para el año 2007 es similar, aquí considerando el método matemático la ELA se sitúa a los 4191 m s.n.m, por su parte, el valor de la ELA utilizando sensores remotos entrega un resultado de 4550 m s.n.m. Las diferencias entre ambos métodos superan incluso los 300 metros, lo que parece ser una brecha demasiado grande considerando que durante todo el período analizado (1989-2015) y a través de la aplicación del método de índices normalizados la mayor diferencia entre la ELA más baja y la ELA más alta es de 125 metros.

A pesar de que el método propuesto por Condom et al. (2007) considera factores de primer orden como la temperatura y la precipitación y fortalece el cálculo integrando una relación empírica que vincula la altura de la línea de nieve con estas dos variables, los resultados entregados presentan una variabilidad que genera demasiadas incertidumbres y por tanto, los resultados podrían no ser del todo confiables. La alta variabilidad de los factores considerados para el cálculo (principalmente



temperatura y precipitación) son los causantes de la incertidumbre del método. Esta situación, no permite considerar los datos de ELAs obtenidos a partir de la aplicación del método de Condom et al. (2007) como válidos y se toman sólo como referenciales. Sería necesario incorporar un factor de ajuste que mitigue las fuertes variaciones de los datos de precipitación y temperatura para generar confiabilidad en el método.

# 4. Resultados Geomorfológicos y Geocronológicos

---

## 4.1 Antecedentes geomorfológicos y paleoclimáticos de los sistemas glaciales en Los Andes Subtropicales

Los antecedentes geomorfológicos vinculados a sistema glaciares en el área de estudio son escasos y se relacionan con trabajos referidos a la evolución paleoclimática en Los Andes centrales. Depósitos morrénicos o restos de ellos, identificados en Uspallata (~32°S) y en el valle del río Aconcagua (~33°S) han sido relacionadas con períodos glaciales del Pleistoceno y han sido denominados como *Drift* de Uspallata y *Drift* de Salto del Soldado, respectivamente por Rabassa & Clapperton (1990) y Espizúa (2002). El *Drift* Penitentes en Uspallata (sector Las Cuevas y Horcones) está conformado por morrenas laterales y depósitos glaciofluviales; estos depósitos fueron datados en travertinos obteniendo edades en torno a los ~40 ka BP previos al LGM (Clapperton, 1994; Espizúa, 2002), estas edades han sido cuestionadas por Rabassa & Clapperton (1990) debido a la posible contaminación del travertino y señalan que los depósitos podrían ser más jóvenes, concordantes con el LGM (~20 - 19 ka BP). *Drift* más jóvenes han sido identificados en Chile y Argentina en los sectores de Guardia Vieja y Punta de Vacas respectivamente, conformados por morrenas terminales que sobreyacen cenizas volcánicas datadas en 13400 ± 3200 años BP (Rabassa & Clapperton, 1990; Espizúa, 2002).

Las condiciones paleoclimáticas que han conducido estos avances revelan que el LGM en Chile central considera períodos entre los 30-28 ka BP y los 18-14 ka BP (Rabassa & Clapperton, 1990; Lamy et al., 1999; Espizúa, 2002). Durante este período habría dominado un clima más húmedo y frío que el actual lo que se traduce en avances de los glaciares por los valles y un descenso de la línea de equilibrio en torno a los 1000-800 metros respecto de su nivel actual (Chiu, 1991; Clapperton, 1994; Espizúa, 2002; Lamy et al., 1999; Rabassa & Clapperton, 1990). Sin embargo, existen condiciones dispares considerando sub-períodos, es así como entre los 28-26 ka BP se estiman condiciones más húmedas atribuidas a un aumento de precipitación (Lamy et al., 1999); entre los 26-22 ka BP. A pesar de existir precipitaciones considerables, se asume un escenario de condiciones semiáridas para Chile central, similar al actual (Lamy et al., 1999). Durante los 22-18 ka BP se produce el período más húmedo (Rabassa & Clapperton, 1990; Lamy et al., 1999) generándose los mayores avances glaciares (Horcones en el río Mendoza; Clapperton 1994, Espizúa 2002; Portillo en el río Aconcagua; Rabassa & Clapperton, 1990; Queltehues en el río Maipo; Chiu, 1991) estos avances han sido vinculados a LGM.

Entre los 18-8 ka BP se agudizan las variaciones climáticas, predominando las condiciones de climas más secos y cálidos, aunque aún se evidencian períodos de aumentos de humedad, estos ciclos variantes generan diversos episodios de avances y retrocesos glaciares. Muestra de esto es el *Drift* de Almacenes en el río Las Cuevas en Argentina, aquí Espizúa (2002) reconoce depósitos de till vinculados a morrenas terminales, las que estarían asociados a reavances glaciares entre los 14-10 ka BP. Posteriormente entre los 14-12 ka BP, existen evidencias de un rápido calentamiento que generó condiciones similares a las actuales (Lamy et al., 1999; Moreno et al., 2001), le sigue un período de enfriamiento restringido entre los 12-11 ka BP. El predominio del calentamiento (Moreno et al., 2001) y el retroceso generalizado de los glaciares se observa durante los 12-10 ka BP, limitando la extensión de los depósitos glaciares a cotas superiores a los 2000 m s.n.m (Chiu, 1991).

Ormeño (2007) desarrolla un estudio de los depósitos no consolidados de la cuenca alto del río Maipo y propone la existencia de tres dominios geomorfológicos: el Dominio de Depresión Central (DDC), el Dominio de Baja Cordillera (DBC), y el Dominio de Alta Cordillera (DAC). El DBC a su vez se subdivide en DBC1 y DBC2, mientras que el DAC se subdivide en DAC1 y DAC2.

En particular, Ormeño (2007) señala que "el DAC forma una franja NS, cuyo borde occidental es la confluencia de los ríos Yeso y Volcán con el Maipo, y su borde oriental es la frontera Chile-Argentina. Este dominio se caracteriza por presentar altos valores de gradientes, y por poseer importantes estructuras, como es el caso de la Falla Yesillo Chacayes, Falla El Diablo, y parte de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Los depósitos sedimentarios que dominan son los depósitos coluviales, glaciales y de remociones en masa. En menor medida se observan depósitos aluviales y fluviales. El DAC1 presenta mayores valores de gradientes que el DAC2, y existen principalmente unidades coluviales y de remociones en masa, mientras que el DAC2 presenta por sobre todo unidades glaciales, fluvio-glaciales y coluviales".

Antinao & Gosse (2009) señalan que los montos totales de precipitación durante el LGM habrían aumentado en Los Andes subtropicales y confirman la posición de los límites de los glaciares propuestos por Caviedes (1972), Thiele (1980) y Chiu (1991). Este umbral permite establecer consistentemente la diferencia entre los depósitos de remociones en masa de aquellos relacionados con procesos glaciales. Las evidencias de deslizamiento de roca durante el Pleistoceno en las áreas predominantemente glaciares en la zona sur del flanco occidental de la Cordillera Principal podrían haber sido borradas por completo debido a la acción glacial del LGM.

La cronología disponible para depósitos de deslizamientos y avalanchas de roca en el área de estudio señalan que material agregado, combinado (compuesto) de estos depósitos en el valle de La Engorda pertenecerían al Pleistoceno tardío- Holoceno con edades  $< 24.5 \pm 0.4$   $^{14}\text{C}$  ka BP (Moreno et al., 1991; calibrados de acuerdo a Stuiver et al., 2005). Esto indicaría que la morrena subyacente debería considerarse previa a este evento o contemporánea a esta edad.

En la cuenca del río Volcán, tributario del río Maipo, se han identificado 4 eventos asociados a períodos glaciales. Estos sistemas glaciales corresponden, de este a oeste, al sistema de La Engorda, sistema de Baños Colina, sistema de Las Arenas y sistema de San Gabriel (Figura 33). La presente investigación se ha abocado a estudiar dos de estos cuatro sistemas glaciales en particular, los sistemas de La Engorda y San Gabriel. El sistema glacial de San Gabriel es el episodio glacial más bajo encontrado (Chiu, 1991; Ormeño, 2007), localizándose a una altitud de ~1300 m s.n.m. al oeste de la cuenca del río Volcán. Su posición distal dentro de la cuenca lo hace ser un lugar interesante de estudiar, ya que marca la posición más baja y distante dentro de la cuenca del río Volcán que alcanzaron los glaciares. Es un área bien conservada, con buenos accesos, geomorfológicamente interesante y poco estudiada; las investigaciones anteriores se restringen a los hallazgos de Chiu (1991) y Ormeño (2007).

Aguas arriba del río Volcán se encuentra, en la bifurcación entre los valles de Las Arenas hacia el norte, el valle de La Engorda hacia el este y el valle de Baños Colina hacia el sureste, un registro morrénico vinculado al sistema glacial de Las Arenas (~2300 m s.n.m); sin embargo, este registro se encuentra cubierto por depósitos de remociones en masa (González, 2010) y está relativamente intervenido por la mantención del camino hacia el valle de Las Arenas y la existencia de una cabrería a los pies de la morrena. Estas razones hacen de este sistema glacial un lugar que aunque interesante posee algunas desventajas para su estudio.

Hacia el este se encuentra el valle de La Engorda, con un sistema geomorfológico bien desarrollado y preservado, con sistemas morrénicos no estudiados hasta la fecha, con un excelente estado de conservación y de una complejidad interesante para abordar la investigación. Su posición elevada respecto al valle principal (~2500 m s.n.m) hace que se encuentre alejado del tránsito de vehículos motorizados y el paso de visitantes se reduce a algunos montañistas que desean alcanzar la cumbre del volcán San José. Estas razones motivaron la selección de este punto como segundo lugar de muestreo y levantamiento geomorfológico.

Hacia el norte de la cuenca del río el Volcán se encuentra el sistema glacial de Las Arenas, este presenta un interesante desarrollo geomorfológico, sin embargo y a pesar de localizarse a una altitud de ~2700 m s.n.m, bastante superior al sistema de La Engorda, su acceso expedito a través de un camino para vehículos motorizados (4X4) generan un ambiente potencialmente más intervenido que el sistema de La Engorda, por lo que el estudio de este sistema glacial se limitó a un reconocimiento en terreno, y mapeo geomorfológico.

En resumen, el estudio se enfoca en los sistemas glaciales de San Gabriel y La Engorda donde se realizaron en detalle los mapeos geomorfológicos y se desarrolló el estudio geomorfológico, estratigráfico y geocronológico.

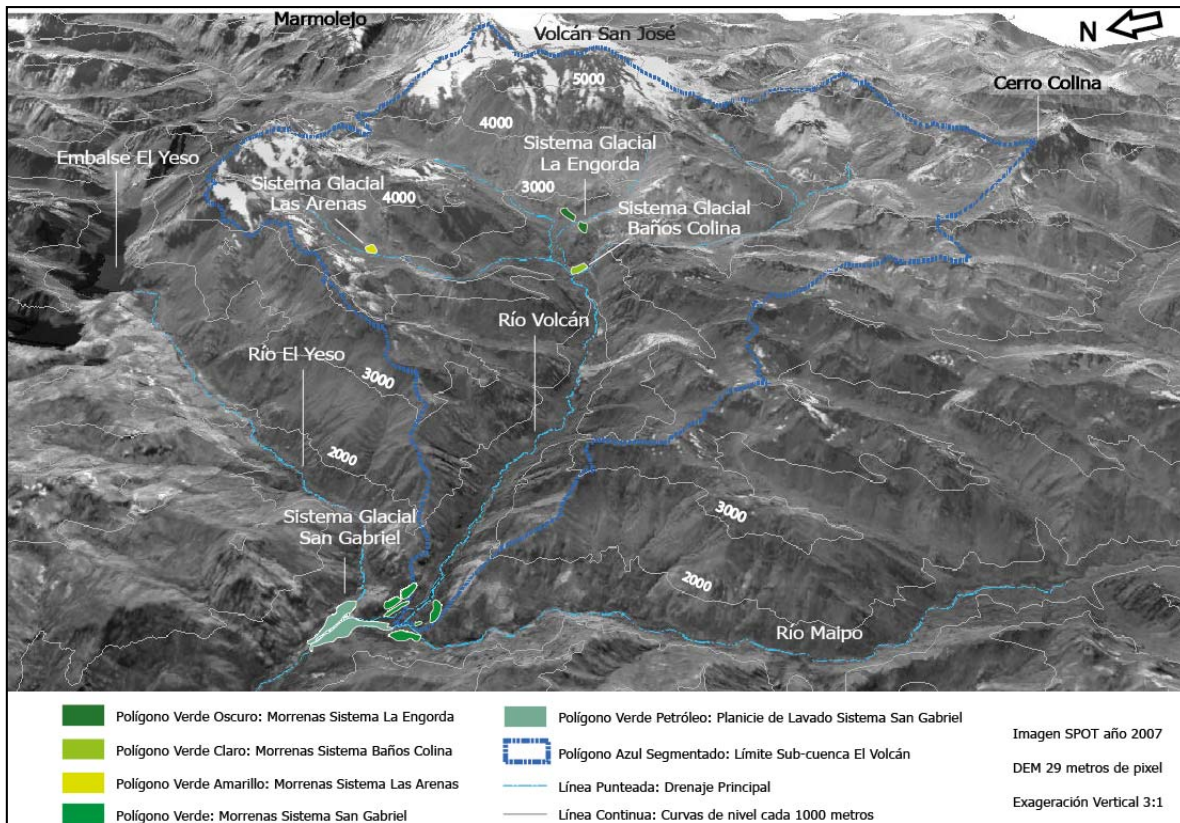


Figura 33: Localización y distribución de cuatro sistemas glaciales identificados en el valle de del río Volcán. De este a oeste: sistema de La Engorda, sistema de Baños Colina, sistema de Las Arenas y sistema de San Gabriel.

## 4.2 Sistema Glacial de San Gabriel

### 4.2.1 Análisis morfoestratigráfico del Sistema Glacial de San Gabriel

El sistema glacial de San Gabriel está localizado en la zona distal de la cuenca del río Volcán y constituye el registro geomorfológico glacial más bajo identificado por este y otros trabajos (Chiu, 1991; Ormeño, 2007). Los autores previos identifican unidades glaciales localizadas en los sectores altos de la cordillera, preferentemente en laderas de cerros y fondo de valles por sobre los 2000 metros de altura, las que incluyen unidades generadas por acción glaciaria directa como morrenas, llanuras glaciofluviales y depósitos de till.

En este trabajo se presenta el detalle de la geomorfología del sistema glacial de San Gabriel (Figura 34), desde la cual se identifican tres zonas principales del sistema:

1. Zona de dominio glacial: en esta zona coexisten morfologías coluviales, aluviales y glaciales.

Sobre la confluencia del río Volcán con el río Maipo se presentan depósitos de ladera, específicamente conos coluviales y aluviales, los que están asociados a procesos genéticos gravitacionales y aluviales respectivamente. En el fondo del valle del río Volcán se desarrolla una secuencia de terrazas, compuestas por depósitos fluviales antiguos presentes en ambas riberas del río principal. Su extensión está limitada en la ladera norte por la existencia de depósitos aluviales y coluviales. Aguas abajo se desarrolla una terraza compuesta por depósitos fluviales más jóvenes o recientes, su génesis estaría relacionada a la influencia del río Maipo ya que se localiza en el sector sur del sistema glacial, lugar donde se origina la confluencia de los ríos Volcán y Maipo. Su desarrollo está limitado por la presencia de morfología glaciaria, específicamente un depósito morrénico lateral en la ladera sur del sistema y un pequeño remanente de morrena frontal al suroeste de la terraza (Figura 34).

El final de esta zona está marcado por el predominio de morfología glaciaria, el que está compuesto por un conjunto de morrenas laterales distales de orientación este-oeste, localizadas en las laderas norte y sur del valle del río Volcán, las cuales se conservan a altitudes entre los ~1500 y ~1300 m s.n.m. Estas morrenas se presentan sobreyaciendo a la litología dominante (plutón San Gabriel) y sobre ellas no se observa el desarrollo de otras morfologías, conformando así el límite morfológico superior del sistema glacial. Estos depósitos parecen bien conservados ya que se encuentran fuera del alcance de la acción de los procesos erosivos fluviales y fluvio-glaciales (Figura 34).

Hacia el oeste del río Volcán, se presenta un depósito morrénico frontal de orientación norte-sur localizado en la confluencia con el río Maipo (Figura 34). Se mantiene bien preservado, posee una superficie de 0,28 km<sup>2</sup>, alcanzando los ~1300 m s.n.m en la cresta morrénica. Es el mayor registro morrénico frontal del sistema glacial; otros depósitos de diamicto asociados a la posición frontal del glaciario que cubrió el valle del río Volcán se presentan desmembrados y disgregados y se reconocen como remanentes de morrenas frontales erosionadas y disectadas por los flujos de los ríos Volcán y Maipo, los que debieron haber tenido aumentos importantes de caudal durante los episodios de deshielo. El primer vestigio de estos depósitos se localiza en la ladera sur del río Volcán, posee una orientación norte-sur y tiene una superficie de 0,016 km<sup>2</sup>, los otros dos remanentes se localizan sobre la ladera suroeste del valle del río Maipo, al oeste del río Volcán y se desarrollan localmente alcanzando superficies de 0,016 y 0,008 km<sup>2</sup>, sus alturas varían entre los ~1400 y ~1300 m s.n.m.

El sistema de San Gabriel, incluye los depósitos identificados en el valle del río El Yeso (Figura 34 y 35), zona cercana a la confluencia de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso. En este último se identifican depósitos compuestos de diamicto concordantes con el desarrollo de un sistema morrénico terminal, estos depósitos sobreyacen el sustrato rocoso dominante del área conformado por un basamento granítico. El desarrollo espacial de los depósitos glaciales es más restringido que los encontrados en el valle del río Volcán lo que podría relacionarse a la morfología estrecha y encajada del río El Yeso y por tanto, a la acción directa de procesos erosivos fluviales sobre la morfología glacial.

Las morrenas se presentan como depósitos de diamicto de mala selección compuestos de gravas y bloques, algunos estriados, angulosos a subredondeados en matriz de gravilla a arena fina y finos. El diamicto está compuesto por material polimíctico con clastos granitoides, rocas volcánicas provenientes del plutón San Gabriel y rocas ígneas cercanas, así como también por rocas sedimentarias rojizas de la Formación Río Damas, las que son atribuidas a transporte glacial y posterior depósito morrénico (Figura 34 y 35).

Ormeño (2007) señala que el excelente estado de preservación de estos depósitos emplazados en el fondo de los valles de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso, en contacto directo con el sustrato rocoso, permitiría relacionar sus edades con las propuestas por Borde (1966) para la "Fase Los Queltehues", es decir, estarían asociadas al avance máximo de estos sistemas glaciales en sus respectivos valles durante el Último Máximo Glacial o LGM, lo que de acuerdo a Rabassa & Clapperton (1990) se habría producido entre los 22-18 ka BP, concordante con el LGM global. Las edades obtenidas para estos depósitos en el presente trabajo permiten determinar una cronología absoluta para estos sistemas.

2. Zona de dominio fluvio-glacial: en esta zona coexisten morfologías fluvio-glaciales, fluviales y aluviales.

Esta zona se desarrolla aguas abajo del dominio anterior. El rasgo geomorfológico principales del dominio fluvio-glacial es la presencia de depósitos de *outwash plain* o planicie de lavado que sigue el flujo del río y se proyecta aguas abajo de la confluencia de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso. Estos depósitos se presentan como niveles aterrizados que ocupan el fondo del valle y se mantienen separados de los depósitos fluviales actuales por un escarpe de terraza (Figura 34 y 35). Estos depósitos de *outwash* gradualmente pasan a conformar la terraza fluvial más baja (Terraza 1), aproximadamente en el sector del poblado de San Gabriel. El origen de estos depósitos corresponde a procesos fluvio-glaciales, es decir, ambientes donde predominan las acciones fluviales sobre las glaciales, sin embargo, están directamente relacionadas con procesos glaciales de fusión, los que aumentan los flujos y caudales de los ríos principales, aportando material de depósito de mayor calibre; el tamaño y selección de los clastos transportados y depositados es una característica clave en la diferenciación de los procesos dominantes y permite discriminar entre los glaciales y fluviales. Se identificaron también estructuras sedimentarias estratificadas y en algunas áreas laminares asociadas a la acción fluvial.

Los depósitos de *outwash plain* asociados a procesos fluvio-glaciales (Figura 34 y 35) se presentan como depósitos de regular a mala selección, estratificados con gradación granulométrica inversa-normal, asociado a flujos hiperconcentrados, con clastos polimícticos bien redondeados en matriz de arena gruesa a fina. Se observa laminación incipiente (proximal) y laminación bien desarrollada en facies más distales a las morrenas (Figura 34).

Estos depósitos fueron descritos por Ormeño (2007) como "unidades glaciofluviales, constituidas por niveles aterrazados que ocupan el fondo de los valles glaciales, inmediatamente aguas abajo de morrenas, que se presentan rellenando el valle glacial a modo de amplias llanuras"... "Forman estas unidades depósitos polimícticos, no estratificados a estratificación gruesa, con litología similar a la presentada por las morrenas a las que se encuentran ligadas. Los clastos son subredondeados a redondeados, de hasta 6 m de diámetro, inmersos en una matriz (30–40%) polimíctica arenosa" (Chiu, 1991; Ormeño, 2007).

Se establece de esta manera, una diferencia entre lo descrito por Chiu (1991) y Ormeño (2007) y los antecedentes de esta investigación. En primer lugar la denominación de unidades glacio-fluviales no se considera adecuada para describir este tipo de depósitos, ya que como se mencionó anteriormente, es la acción fluvial la que comanda los procesos de depósito de materiales cuyo origen está vinculado a la procesos de fusión glacial; por esto el concepto correcto para este tipo de depósitos es *outwash plain* o superficie de lavado vinculado a procesos fluvio-glaciales con importantes aportes de aguas de fusión o *meltwater* a los caudales de los ríos.

A su vez, las columnas estratigráficas realizadas en los depósitos de *outwash plain* (Figura 34) revelan diferencias con lo descrito por Chiu (1991) y Ormeño (2007). En la primera columna estratigráfica C1 (Figura 34), se observan en la base, depósitos de clastos angulosos a subangulosos, de calibres medios, de color amarillo, sin estratificación, asociados a procesos de flujo, correspondientes al estrato 1. Sobreyaciendo a este estrato se encuentran depósitos de flujo con clastos medios a finos sin estratificación pero que presentan insinuación de ordenamiento, estos corresponden al estrato 2. Sobre este estrato se depositan clastos más finos de tamaño arenas medias que presentan estructuras laminares de depósito, la selección de este material se asocia al predominio de procesos fluviales de baja intensidad, los que pertenecen al estrato 3. El estrato 4 está compuesto por material clástico grueso, con ausencia de arenas, los clastos permanecen ordenados e imbricados asumiendo la dirección del flujo predominante y se asocian a procesos fluviales de mayor intensidad debido a las características del material ordenado de calibre medio a grueso. Sobreyaciendo a este estrato se encuentran arenas medias con estructuras laminares idénticas a las del estrato 3, sin embargo su desarrollo es mayor alcanzando 36 cm de potencia (estrato 5). En el nivel superior (estrato 6) se observan depósitos de flujo con algunos clastos imbricados. En el estrato 7 se observan material clástico medio a grueso con ordenamiento e imbricación (alineación de los ejes longitudinales de los clastos en dirección de la corriente del agua), esto se asocia al dominio de procesos fluviales en su formación.

La segunda columna estratigráfica C2 (Figura 34) se localiza aguas abajo de C1, denominada como el área de confluencia. Esta posición sugiere que los depósitos debieran estar influidos por los procesos de los sistemas del Maipo, Volcán y El Yeso. En C2 se observan de base a techo: depósitos de arenas laminadas (estrato 1), el estrato 2 está compuesto por depósitos de gravas y bloques con presencia residual de arenas y finos asociados a depósitos de flujo e incipiente laminación en base y techo, el estrato 3 presenta gravilla y gravas en depósito bien estratificado con presencia de arenas laminares, sobreyaciendo se encuentra el estrato 4 en el que se observan gravas y bloques con laminación incipiente en la base y escasa presencia de finos focalizados en el techo, este depósito es asociado a procesos de flujo; por último en el techo del depósito se observan materiales bien seleccionados con gravillas y arenas con estructuras sedimentarias laminares.

En ambas columnas (Figura 34) se observan facies interestratificadas de gravas gruesas, gravilla y arenas finas con espesores variables, en general se presentan clasto soportados en matriz de arenas gruesas a finas, de composición polimíctica y con clastos subredondeados a subangulosos.

Las características morfoestratigráficas de los depósitos de *outwash plain* se relacionan con episodios o pulsos de fusión glacial, los que generan descarga de material que altera la carga fluvial. Este aporte modifica la cantidad de material transportado y depositado, su granulometría, su composición y origen. Los fenómenos de *meltwater* o aguas de fusión glacial tienen su origen en variaciones de factores de primer orden, específicamente modificaciones en las temperaturas, las que pueden ser estacionales e incluso diarias, fundiendo cantidades fluctuantes (directamente relacionadas con las magnitudes de las variaciones de temperatura) de hielo y nieve, lo que genera cambios abruptos en los sedimentos transportados y depositados (Boggs, 1987; Le Roux, 2002; Arqueros, 2004; Ormeño 2007).

Respecto a este punto, la investigación de Ormeño (2007) determina que los glaciares de los ríos Maipo y Volcán eran más importantes en volumen que los del río El Yeso, esto debido a que los depósitos glaciares del sistema del Maipo (DGM) presentan mayor extensión areal que los depósitos glaciares del sistema de El Yeso (DGY) y considera la relación espacial entre ellos como gravitante para definir sus jerarquías, de este modo DGY sobreyaciendo a DGM confirmaría lo anterior. Sin embargo, datos inéditos del año 2000 (Antinao, 2016, comunicación personal) revelan la existencia de un glaciar en el valle del río Maipo localizado aguas arriba de las Melosas, cuyo avance estuvo restringido al sur de la cuenca y no se habría conectado con el valle del Volcán.

El sistema glacial del valle del Maipo no ha sido estudiado en profundidad y no se tienen edades de los depósitos morrénicos identificados (Antinao, 2016, comunicación personal), sin embargo, la morfología sugiere un sistema similar al del valle Queltehues, con un desarrollo limitando de la masa glacial debido a factores como la exposición y la trayectoria hacia el norte, lo que explicaría el restringido avance de este sistema a pesar de la gran extensión de la cuenca que lo alberga.

La relación entre los depósitos de la planicie de lavado (*outwash plain*) asociados a procesos fluvio-glaciales y los depósitos morrénicos vinculadas a procesos glaciales, se determina fundamentalmente considerando el contacto directo entre ambas unidades morfoestratigráficas. Esta relación fue descrita por Ormeño (2007) "en cuanto a los depósitos glacio-fluviales se interpretan que están relacionados con la presencia de los depósitos de till de los ríos Yeso y Volcán"... "Se interpretan como morrenas terminales y planicies glacio-fluviales, ubicadas estas últimas en un ambiente proglacial formando cauces trenzados".

3. Zona de dominio fluvio-aluvial: en esta zona coexisten morfologías fluviales, aluviales, coluviales y remociones en masa.

Aguas abajo del poblado de San Gabriel predominan morfologías fluviales, aluviales, coluviales y de remociones en masa, las que están representadas por terrazas fluviales, conos de coluvio, conos aluviales y deslizamientos (Figura 34 y 35).

La morfología que más destaca dentro de este dominio es la existencia de un gran deslizamiento cuyo depósito se localiza en ambas riberas del río Maipo, esta remoción en masa se asocia a la acción de procesos de laderas y a la inestabilidad de la roca del sustrato (Figura 34 y 35). En la ladera norte, se localiza la cicatriz del escarpe de la remoción, es decir, es en este sector donde se origina el deslizamiento. En la zona proximal de la cicatriz, se desarrolla un cono de coluvio que podría estar asociado a la producción de material y mayor aporte/disponibilidad de detritos que permitirían generar procesos de laderas y de remoción en masa.



Los depósitos aterrazados que alcanza mayor extensión lateral son los que se proyectan desde aguas arriba, correspondientes a depósitos fluvio-glaciales, los cuales varían lateralmente en dirección del flujo y pasan a constituir terrazas fluviales. Es en esta área donde los materiales, su disposición, calibre, grado de selección y redondeamiento marca el fin del dominio glaciar dando paso a un dominio completamente fluvial (Figura 34).

Los depósitos fluviales de las terrazas están compuestos por: i) materiales fluviales actuales en la parte más baja del valle adyacente al río Maipo, localizados en ambas riberas del río (Figura 35); ii) materiales derivados de los depósitos de la planicie de lavado (*outwash plain*), ampliamente desarrollados en la ribera norte y sur del río Maipo (Figura 34) y iii) depósitos fluviales más antiguos correspondientes a la terraza 3 localizados únicamente en la ribera norte del río.

En la ladera sur cercano al poblado de San Gabriel, se observa un amplio desarrollo de procesos gravitacionales asociados a la existencia de conos de coluvio, derivados de la acción de la gravedad sobre materiales sueltos disponibles para el acarreo ladera abajo (Figura 35).

De acuerdo a Ormeño (2007) aguas abajo del poblado de San Gabriel, no se observan en el valle vestigios de "unidades morfoestratigráficas glaciales ni indicios de erosión glacial, ya que el valle pasa de una morfología en "U" (aguas arriba) a una en "V" (aguas abajo)", marcando así el fin de la influencia glaciar en la morfología del sistema glaciar de San Gabriel.

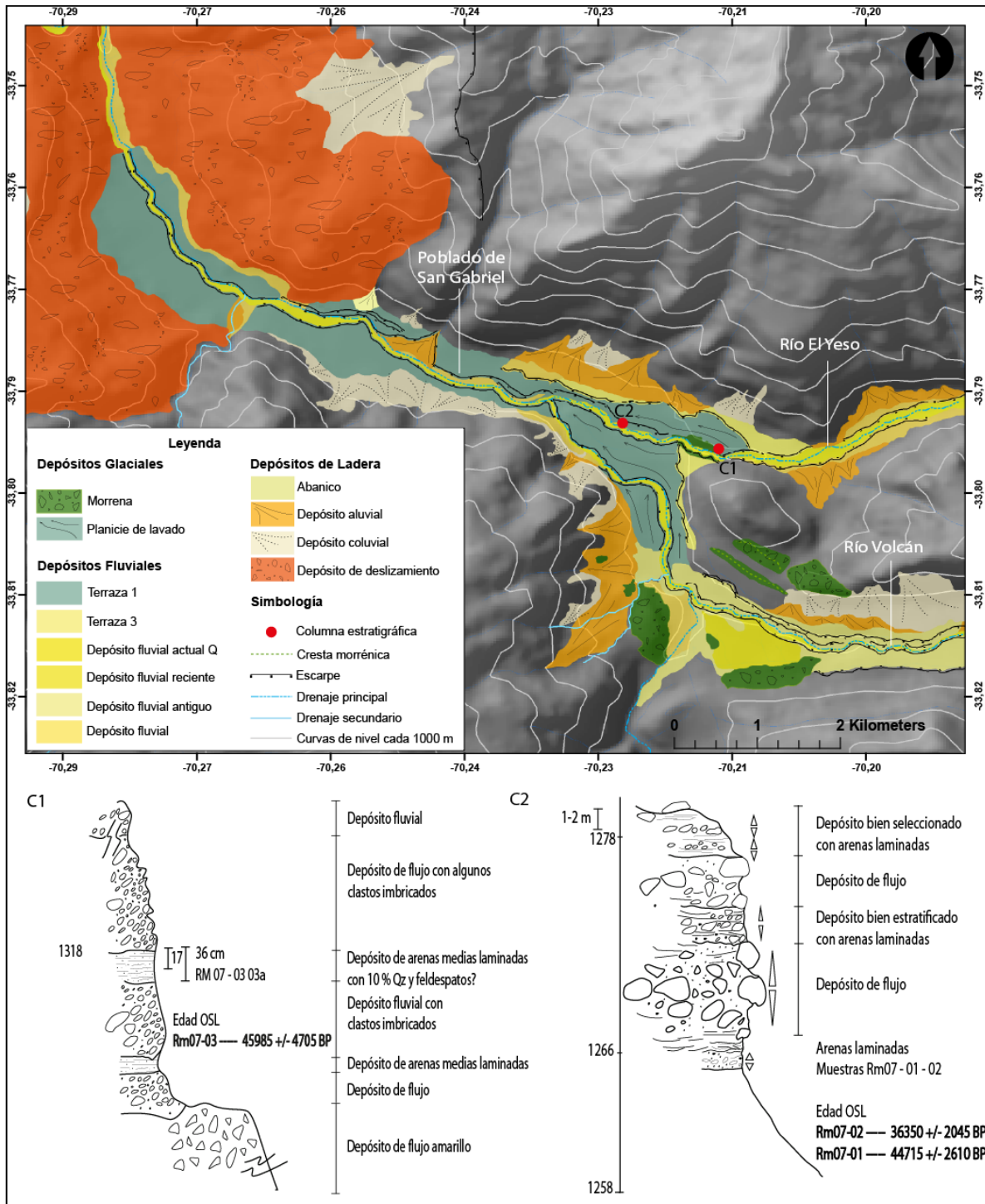


Figura 34: Geomorfología, estratigrafía y geocronología del sistema glacial de San Gabriel. Elaboración propia.

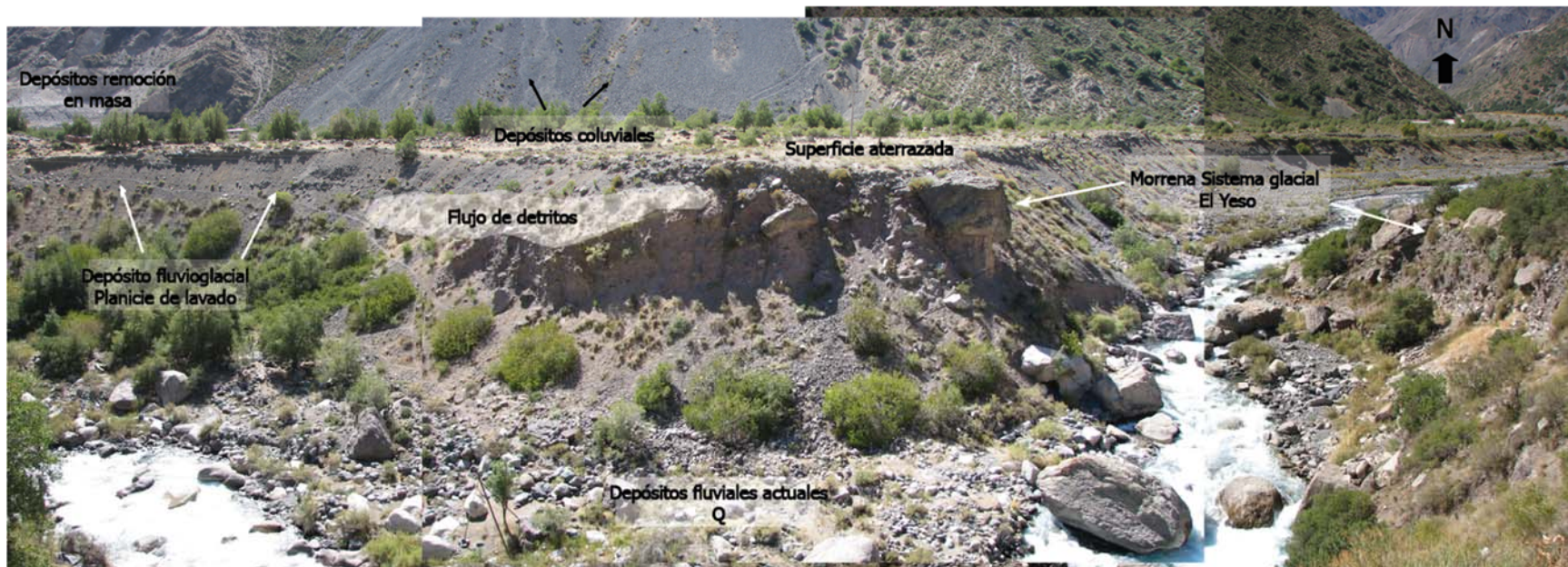


Figura 35: Vista panorámica del sistema glacial de San Gabriel. De este a oeste se observan depósitos morrénicos correspondientes al sistema glacial El Yeso, superficie aterrazada, flujo de detritos en la zona media de la superficie aterrazada, depósitos coluviales correspondientes a conos coluviales en las laderas norte del valle, depósitos fluvio-glaciales correspondientes a planicie de lavado (*outwash plain*) dispuestos en terraza, depósito de remoción en masa correspondiente a deslizamiento en ladera norte del valle.

## 4.2.2 Geocronología del Sistema Glacial de San Gabriel

Para el análisis geocronológico del sistema glacial de San Gabriel se utilizó el método de OSL (Optical Stimulation Luminescence), el que permite establecer la última edad de exposición a la luz de los fragmentos y sedimentos del depósito analizado.

Este método se aplicó para realizar la datación de los depósitos de *outwash plain* o planicie de lavado identificados en el sistema glacial de San Gabriel (Figura 34 y 35). Aquí se realizó la toma de 3 muestras, las que fueron analizadas y entregaron resultados que permiten confirmar edades del Pleistoceno medio - Holoceno, las cuales indican edades máximas asociadas al retroceso de los glaciares en el sistema glacial de San Gabriel (Figura 36).

La descripción de los procedimientos de toma de muestras, materiales analizados, así como los protocolos de medición y tratamiento de las muestras se pueden encontrar detallados en Vargas et al. (2014) y Anexo D de esta tesis.

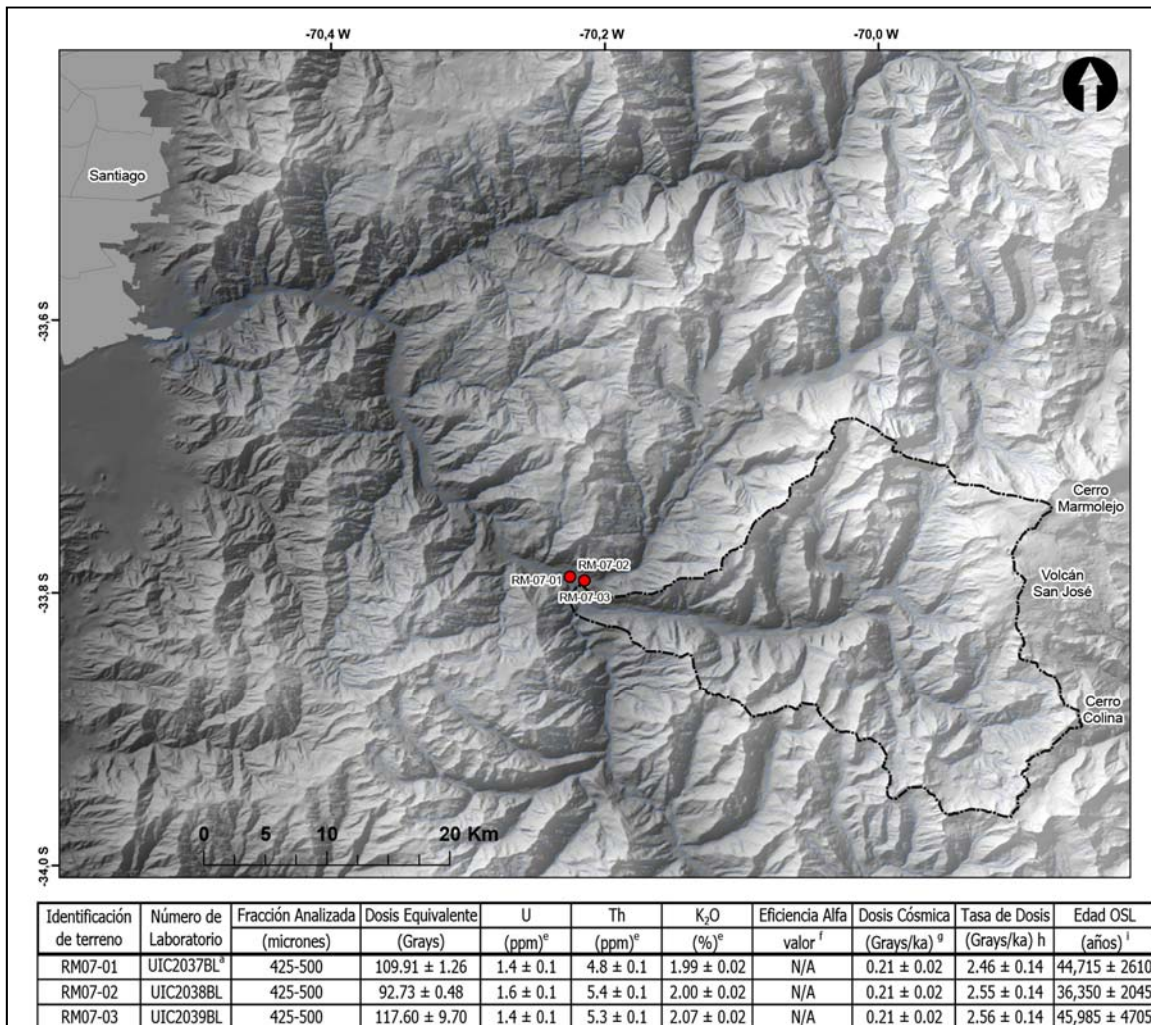


Figura 36: Sitios de muestreo y edades método OSL, sistema glacial de San Gabriel. Elaboración propia.

El contexto geomorfológico y estratigráfico de cada muestra se presenta a continuación:

RM07-01: Localizado en la columna estratigráfica 2 (C2 en Figura 34), su desarrollo está asociado a la zona distal del sistema glaciar de San Gabriel, aguas abajo de la confluencia de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso. Los depósitos analizados corresponden a arenas laminares cercanas a la base de la terraza. Se interpretan como depósitos directamente relacionados con el lavado de materiales en una fase de retroceso glaciar (Figura 37). La edad de depósito es  $44,715 \pm 2610$  años BP, lo que es sincrónico con el Último Máximo Glacial Local (LLGM por sus siglas en inglés) reportado por Zech et al. (2008).



Figura 37: Lugar de muestreo RM07-01 método OSL, sistema glaciar de San Gabriel: a) vista general del depósito correspondiente a la planicie de lavado (*outwash plain*) aterrazada vinculada a los sistemas glaciales del Maipo y Volcán; b) vista de estrato muestreado correspondiente a arenas laminares; c) mecanismo de toma de muestra correspondiente a RM07-01.

RM07-02: Localizado en la columna estratigráfica 2 (C2 en Figura 34), al igual que RM07-01, su desarrollo está asociado a la zona distal del sistema glaciar de San Gabriel, aguas abajo de la confluencia de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso. Los depósitos analizados corresponden a arenas laminares. Se interpretan como depósitos directamente relacionados con la planicie de lavado de materiales (*outwash plain*) en una fase de retroceso glaciar (Figura 38). La edad de depósito es más joven que la anterior  $36,350 \pm 2045$  años BP, lo que de igual forma permanece dentro de los rangos establecidos para el Último Máximo Glacial Local (LLGM por sus siglas en inglés) reportado por Zech et al. (2008).



Figura 38: Lugar de muestreo RM07-02 método OSL, sistema glaciar de San Gabriel: a) vista general del depósito correspondiente a la planicie de lavado (*outwash plain*) aterrazada vinculada al los sistemas glaciales del Maipo y Volcán; b) vista de estrato muestreado correspondiente a arenas laminares; c) mecanismo de toma de muestra correspondiente a RM07-02.

RM07-03: Localizado en la columna estratigráfica 1 (C1 en Figura 34), su desarrollo está vinculado al sistema glacial proveniente del río El Yeso, los depósitos datados corresponden arenas laminadas entre bolones imbricados, que son interpretados como fluviales o fluvioglaciales. La muestra se extrajo a una profundidad de aproximadamente 1,5 metros bajo la superficie del depósito (Figura 39). Las edades obtenidas para este punto son  $45,985 \pm 4705$  años BP, lo que coincidiría con un Último Máximo Glacial Local o LLGM (por sus siglas en inglés) y se interpreta como concordante con los hallazgos de Zech et al. (2008), para la zona central de Chile.

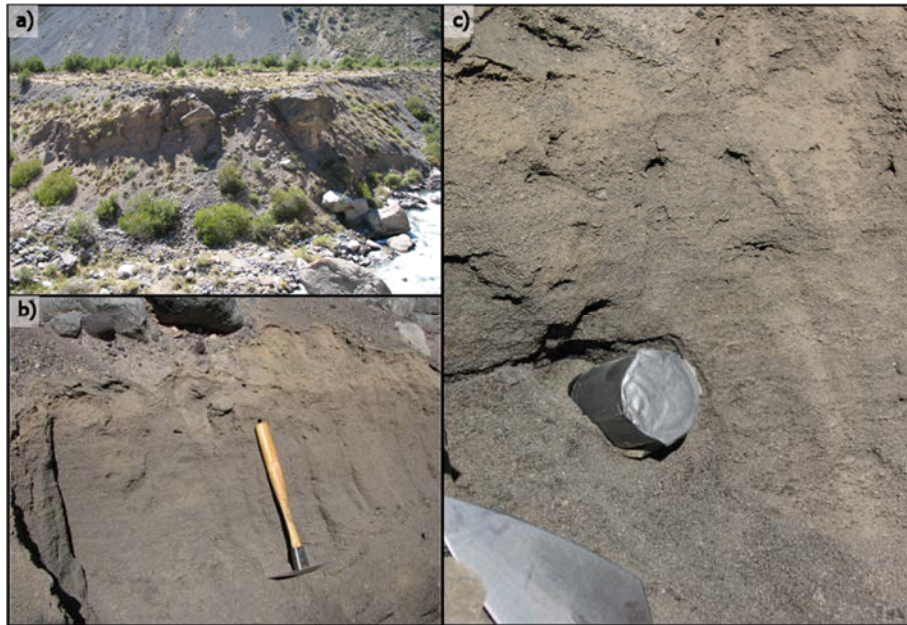


Figura 39: Lugar de muestreo RM07-03 método OSL, sistema glacial de San Gabriel: a) vista general del depósito correspondiente a la planicie de lavado (*outwash plain*) aterrazada vinculado al sistema glacial El Yeso; b) vista de estrato muestreado correspondiente a arenas laminadas; c) mecanismo de toma de muestra correspondiente a RM07-03.

### 4.2.3 Implicancias Paleoclimáticas del Sistema Glacial de San Gabriel

Los registros del sistema glacial de San Gabriel comienzan con depósitos de till compuestos por diamicto masivo mal seleccionado con presencia de estriamiento en algunos clastos del depósito. Las características polimícticas del material componente determinan la proveniencia de los clastos y matriz desde diferentes puntos de la cuenca. Los clastos granitoides y rocas volcánicas se asocian a la zona proximal del depósito y estarían ligadas al plutón de San Gabriel y al dominio ígneo de la zona baja de la cuenca principalmente; las rocas sedimentarias identificadas en el depósito estarían vinculadas a rocas de la Formación Río Damas, la que predomina en la zona alta de la cuenca y por tanto, provenientes de áreas distales al depósito.

Los depósitos de diamicto masivo, mal seleccionado con estrías visibles en clastos polimícticos se interpretan como sistemas morrénicos. Estos sistemas morrénicos se clasifican respecto a su posición y disposición morfológica en el valle del río Volcán. La posición distal de estas morfologías dentro de la cuenca permiten clasificar a estos depósitos como morrenas frontales, determinando así la posición más baja (~1200 m s.n.m.) que alcanzó el glaciar en su avance por el valle, lo anterior marca la extensión máxima del glaciar en la cuenca. Los reportes morfológicos de este trabajo y estudios previos, no identifican morfologías glaciales aguas abajo del sistema de San Gabriel, por lo tanto, estos depósitos morrénicos corresponderían a morrenas frontales terminales (Figura 34). Existen también morrenas laterales localizadas en las zonas altas del valle glacial que marcan la altura máxima (~1500 m s.n.m) que alcanzó la lengua glacial cuando se encontraba en el sistema de San Gabriel. Estos marcadores geomorfológicos permiten la reconstrucción del área y volumen ocupado por el glaciar durante el LLGM y posibilitan la aplicación de métodos de reconstrucción de paleo-ELAs (Capítulo V).

El avance máximo del sistema glacial de San Gabriel queda registrado en las morrenas laterales y frontales terminales identificadas (Figura 34). No se observa unión entre las morrenas de los distintos valles; la inexistencia de un marcador morfológico de depósito asociado a procesos de avance glacial (por ejemplo morrenas) que vincule los sistemas del Volcán y El Yeso permite interpretar que estos sistemas glaciales fueron independientes y no se produjo contacto entre ellos. La evidencia geomorfológica sugiere que las lenguas llegaron al sector de San Gabriel en forma independiente sin formar un gran lóbulo glacial. Análisis ulteriores podrían ser desarrollados para abordar esta pregunta en particular.

Hacia el oeste de los depósitos morrénicos se encuentran depósitos aterrizados que ocupan una posición geomorfológica distal dentro del sistema glacial estudiado. Estos depósitos aterrizados, se encuentran rellenando los valles del Volcán y El Yeso y están compuestos por materiales de regular a mala selección estratificados y con gradación inversa a normal. Estos depósitos han sido interpretados morfológicamente como planicies de lavado (*outwash plain*), cuyo origen estaría relacionado con procesos fluvio-glaciales en una zona de facies proglacial (Edwards, 1986).

La formación de los depósitos de la planicie de lavado (*outwash plain*), que aparecen rellenando el valle aguas abajo de la confluencia de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso, es posterior a la formación de los depósitos morrénicos frontales-terminales del sistema glacial de San Gabriel y están relacionados con una fase de fusión y retroceso glacial.

Una vez que los glaciares alcanzaron su máximo avance dentro de la cuenca, registrado en las morrenas laterales y frontales terminales, se inicia un proceso de incipiente fusión glacial, es así como, los frentes glaciales apoyados sobre las morrenas frontales-terminales comienzan a aportar aguas de fusión cargadas de detritos. El material detrítico puede provenir desde el interior de la

masa de hielo (ascendiendo desde la zona subglacial e intraglacial) o bien desde la zona supraglacial (Figura 35, 40, 41 y 42). Otra fuente de material la constituyen la caída de detritos desde las laderas adyacentes, provenientes de los conos aluviales y coluviales existentes en el dominio glacial, las que pueden ser incorporadas al flujo. Las descargas de agua de fusión (*meltwater*) arrastran material desde ambientes supra, intra y subglacial y generan un lavado de materiales desde las morrenas.

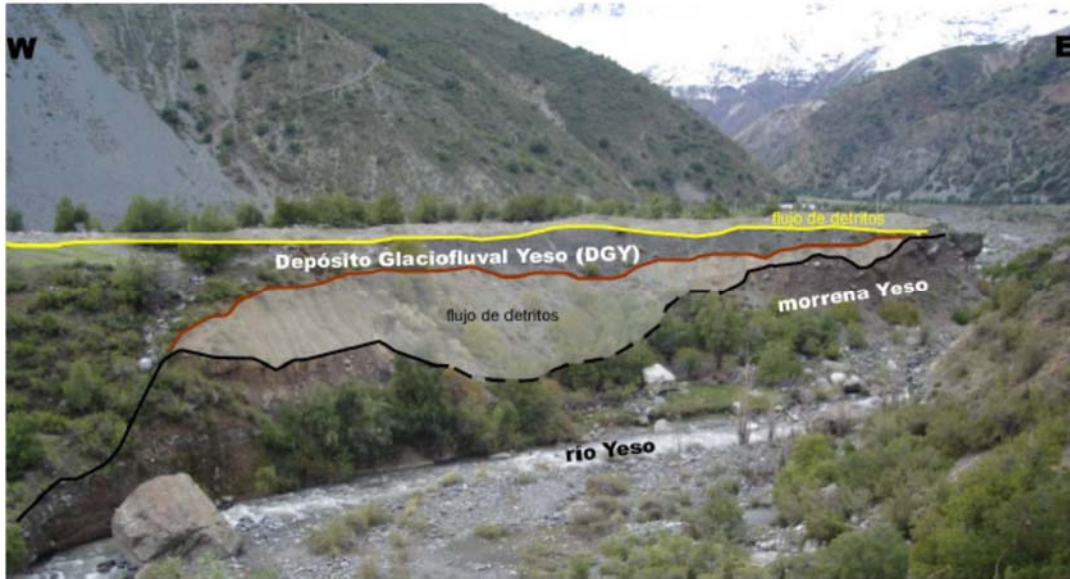


Figura 40: Contacto unidades morfoestratigráficas glaciales (morrenas y "glaciofluvial") río El Yeso (Ormeño, 2007).

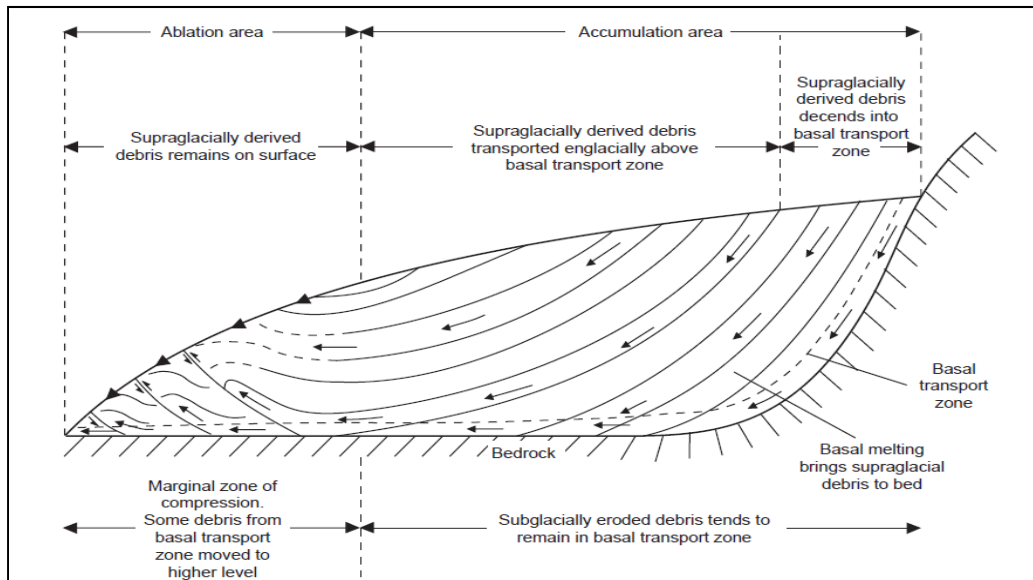
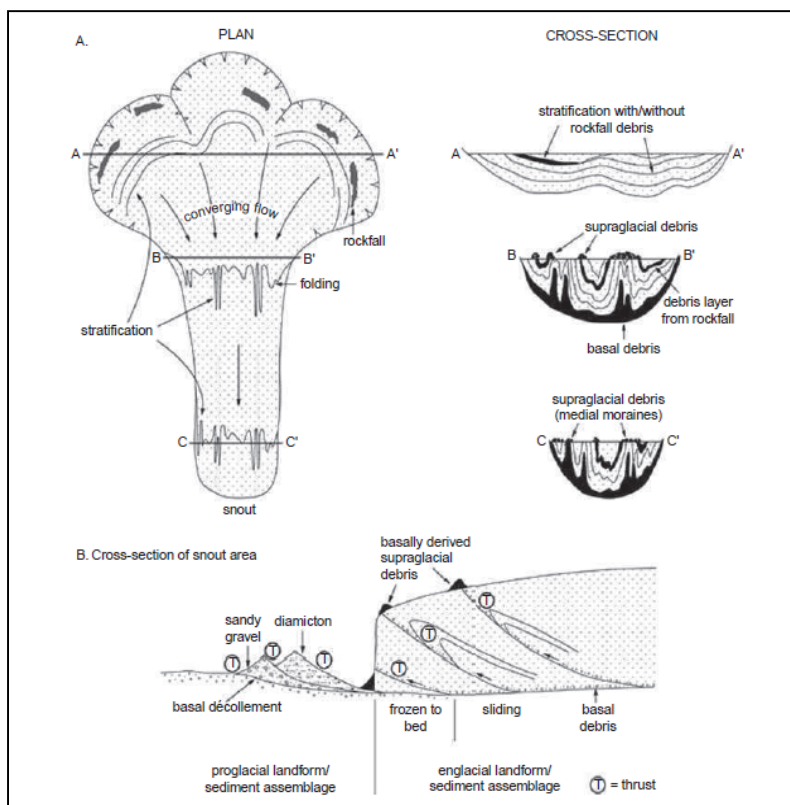


Figura 41: Transporte de detritos en los ambientes supraglacial, intraglacial y subglacial. Fuente: Principles of Physical Geology (ed. P. Mc L.D Duff), Chapman & Hallen en Bennett & Glasser (2009).





**Figura 42:** Planta y sección transversal de formas de depósito en zonas intraglaciales y proglaciales. Fuente: en Encyclopedia of Geology (eds R.C. Selley, L.R.M. Cocks & I.R. Plimer), Elsevier, Amsterdam en Bennett & Glasser, (2009).

Los episodios de ablación y sus consecuentes aportes de material quedan registrados en diferentes pulsos, los que están diferenciados estratigráficamente y geocronológicamente. Estos eventos de fusión, asociados a procesos fluvioglaciales, marcan un período de retroceso que se extiende desde los  $45,985 \pm 4705$  años BP a los  $36,350 \pm 2045$  años BP (Figura 34). El amplio desarrollo de superficies aterrazadas correspondientes a planicies fluvioglaciales aguas abajo de los sistemas morrénicos permiten establecer una zona de facies proglacial (Edwards, 1986) dentro del sistema glacial de San Gabriel.

La zona de facies proglacial (Edwards, 1986) constituye el marcador morfológico que registra el vínculo o unión de los sistemas glaciales de los valles Volcán y El Yeso, los cuales no habrían tenido conexión entre sus lenguas pero si presentan interacción en la zona distal, específicamente en el desarrollo de las planicies de lavado fluvioglaciales.

Los registros estratigráficos de las columnas 1 y 2 (C1 y C2 en Figura 34) presentan un predominio de materiales más finos y con mayor influencia fluvial en los depósitos provenientes del sistema glacial El Yeso C1 (Figura 34); por su parte los materiales de C2 (Figura 34) localizados bajo la confluencia de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso presentan desarrollo de depósitos bien estratificados de clastos más gruesos y de mayor calibre, lo que fortalece la interpretación de la acción de procesos fluvioglaciales, derivados del lavado de materiales a través de aguas de fusión provenientes de las lenguas glaciales apoyadas en sistemas morrénicos frontales-terminales, las cuales originan planicies de lavado (*outwash*). Este hallazgo parece concordante con lo expresado por Ormeño (2007) quien señala que "los glaciares que provenían de los valles del Volcán y Maipo eran más importantes en volumen en su conjunto, ya que descargaban más material a la llanura

glaciofluvial". Sin embargo, las evidencias morfológica inéditas del valle del Maipo (Antinao, 2016, comunicación personal) sugieren que el avance glaciar del sistema del Maipo estaría restringido en zonas altas al sur de la cuenca (sobre el poblado de Las Melosas). El limitado desarrollo del sistema glaciar se debe a la mayor cantidad de radiación solar e insolación que habría recibido el glaciar en su trayecto hacia el norte (orientación predominante del valle del Maipo).

Los glaciares de las cuencas del Volcán y El Yeso presentan descensos directos hacia el oeste, lo que posibilita un mayor desarrollo de masa y volumen, esto indicaría que sus aportes habrían sido más importantes que los provenientes del valle del río Maipo, los cuales debido a su descenso lento hacia el norte, no se habrían extendido a bajas alturas ni se habrían conectado con el valle del Volcán, a pesar, de la extensa cuenca y sistema de glaciares alimentadores.

La facies proglacial (Edwards, 1986) finaliza aproximadamente a la altura del poblado de San Gabriel, zona en la que no se observan registros morfológicos o estratigráficos asociados a procesos glaciales. Comienzan a desarrollarse morfoestratigrafías propias de ambientes fluviales, aluviales y coluviales caracterizadas por depósitos de terrazas fluviales, conos aluviales, conos de coluvio y depósitos asociados a fenómenos de remociones en masa.

Ormeño (2007) señala que aguas abajo de San Gabriel, se pierden los registros morfoestratigráficos glaciales, argumentando para ello que la morfología del valle pasa de un dominio en "U" propio de acción glaciar a uno en "V" propio de la acción fluvial, cuyo punto de transición queda marcado por el poblado de San Gabriel.

La existencia de marcadores geomorfológicos vinculados a procesos de depósito del sistema glaciar de San Gabriel, específicamente morrenas frontales y terminales y superficies de lavado indican una posición distal de los glaciares de los valles El Yeso y Volcán cercano al poblado de San Gabriel. La datación de material de la terraza correspondiente a la superficie de lavado entrega edades correspondientes a un avance del sistema glaciar previo al LGM (~45-36 ka BP), lo que permite interpretar aumentos en la precipitación concordantes con las condiciones húmedas descritas por Zech et al. (2008) y por Valero-Garcés et al. (2005). Por su parte, las temperaturas debieron haber sido lo suficientemente frías como para mantener estos cuerpos de hielo en estado de equilibrio durante un período de aproximadamente 10 ka BP, pero que no alcanzaron los descensos de temperatura registrados durante el LGM (6-8°C menos que la actual) reportados por Heusser et al. (1999), Moreno et al. (1999) y Heusser (2003).

## 4.3 Sistema Glacial de La Engorda

### 4.3.1 Análisis morfoestratigráfico del Sistema Glacial de La Engorda

El sistema glacial de La Engorda está localizado en la zona alta de la cuenca del río Volcán. Su límite este es la frontera con Argentina y sus cumbres más importantes son el volcán San José (5856 m s.n.m), el cerro Marmolejo (6108 m s.n.m) y el cerro Colina (5385 m s.n.m.). Su zona distal está conformada por la confluencia de los valles de Las Arenas, La Engorda y Colina. Su posición protegida dentro de la cuenca favorece la buena conservación de su morfología y lo convierte en una zona poco estudiada. Registros de trabajos previos son: [1] la investigación de González (2010) quien desarrolla un mapa geomorfológico, enfocado a las remociones en masa, del sector de La Engorda entre el río Volcán y el estero Morado, [2] la investigación de Antinao & Gosse (2009) quienes abordan el estudio de grandes deslizamientos de roca en los Andes centrales entre los 32° a los 34.5° S asociados al control tectónico y su significancia para la evolución del paisaje del Cuaternario y [3] el trabajo de Moreno et al. (1991) quienes a través de su Estudio Geológico y de Riesgos Volcánico y de Remoción en Masa del Proyecto Hidroeléctrico Alfalfa II y Las Lajas para CHILGENER S.A., registraron la primera edad para depósitos de material agregado y compuesto en el valle de La Engorda.

En este trabajo se presenta el detalle de la geomorfología del sistema glacial de La Engorda (Figura 44), el que permite identificar tres zonas principales del sistema:

1. Zona de dominio glacial actual: esta zona destaca por presentar glaciares actuales en las laderas del volcán San José. Aquí se observan morrenas recientes o subactuales, depósitos glaciofluviales modernos y un gran desarrollo de conos de coluvio. Esta zona se ha denominado como sistema de la Engorda Alto. Los límites altitudinales de esta zona son: ~2600 m s.n.m y los ~6050 m s.n.m y constituye el área superior de la cuenca.

En las zonas altas se observan glaciares actuales, los cuales se localizan en las laderas del volcán San José (Figura 46). Estos glaciares corresponden a glaciares de cráter y de montaña, de acuerdo a la clasificación morfológica de glaciares desarrollada por el *Global Land Ice Measurements from Space* o GLIMS (Rau et al., 2005). Sus características son presentarse adheridos a las laderas de las montañas, originándose sobre los cráteres volcánicos y desarrollando una red de glaciares que abarcan las cumbres y los flancos exteriores de los conos volcánicos. Las altitudes en las que se desarrollan estos cuerpos de hielo son ~6050 - 3000 m s.n.m., cubriendo las zonas más altas de la cuenca del Volcán y concentrándose en las laderas de exposición sur y oeste.

Estos glaciares tienen asociados depósitos que se han interpretado como morrenas laterales y frontales, así como también el desarrollo de lo que se ha definido como depósitos glaciofluviales reciente y depósitos morrénicos y aluviales o de origen criogénico (Figura 43 y 44).

El sistema de La Engorda Alto está compuesto por morrenas frontales-laterales y laterales de alturas entre 30-50 metros sobre el nivel de valle. Los cordones morrénicos están constituidos principalmente por bloques volcánicos de hasta 5 metros de diámetro en matriz fina, arena y grava angulosa a subredondeada (Figura 43).

Hacia el volcán San José en dirección norte del sistema morrénico de La Engorda Alto, se encuentran planicies colgadas a 10-20 metros sobre el valle, originadas posiblemente por embalsamiento, es decir, generación de un nivel de base local asociado a un efecto de represamiento morrénico. Las morrenas identificadas en terreno presentan una morfología alargada que extiende el desarrollo de las morrenas laterales hasta el frente de los glaciares por lo que se han denominado como morrenas "punta de arpón". Estas morfologías se observan en torno a los ~3300 - 3500 m s.n.m y se asocian a eventos neoglaciales (Figura 43 y 44).

Fuera del alcance directo de los glaciares se desarrollan amplias zonas de conos de coluvio asociados a procesos gravitacionales que predominan en las laderas de todo el valle de La Engorda. El relleno del fondo del valle está compuesto por depósitos fluvioglaciales subactuales y holocenos.

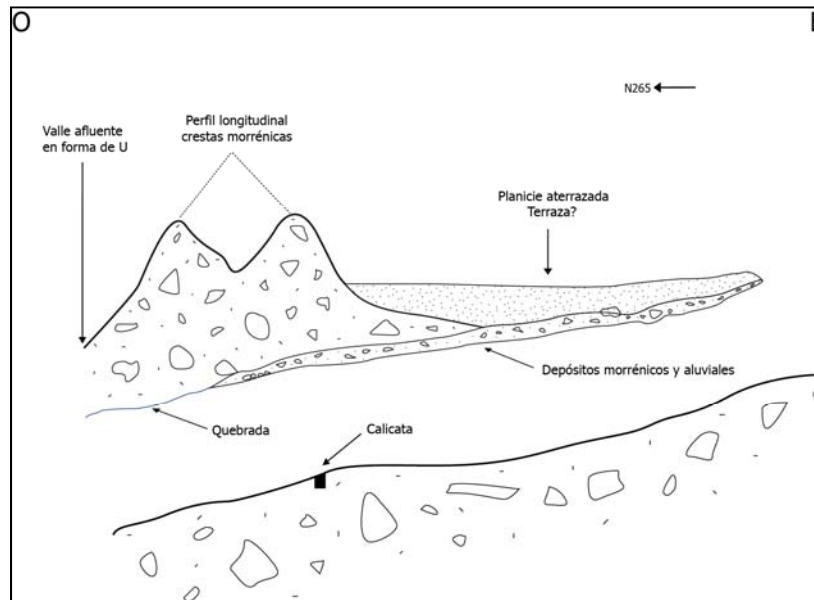


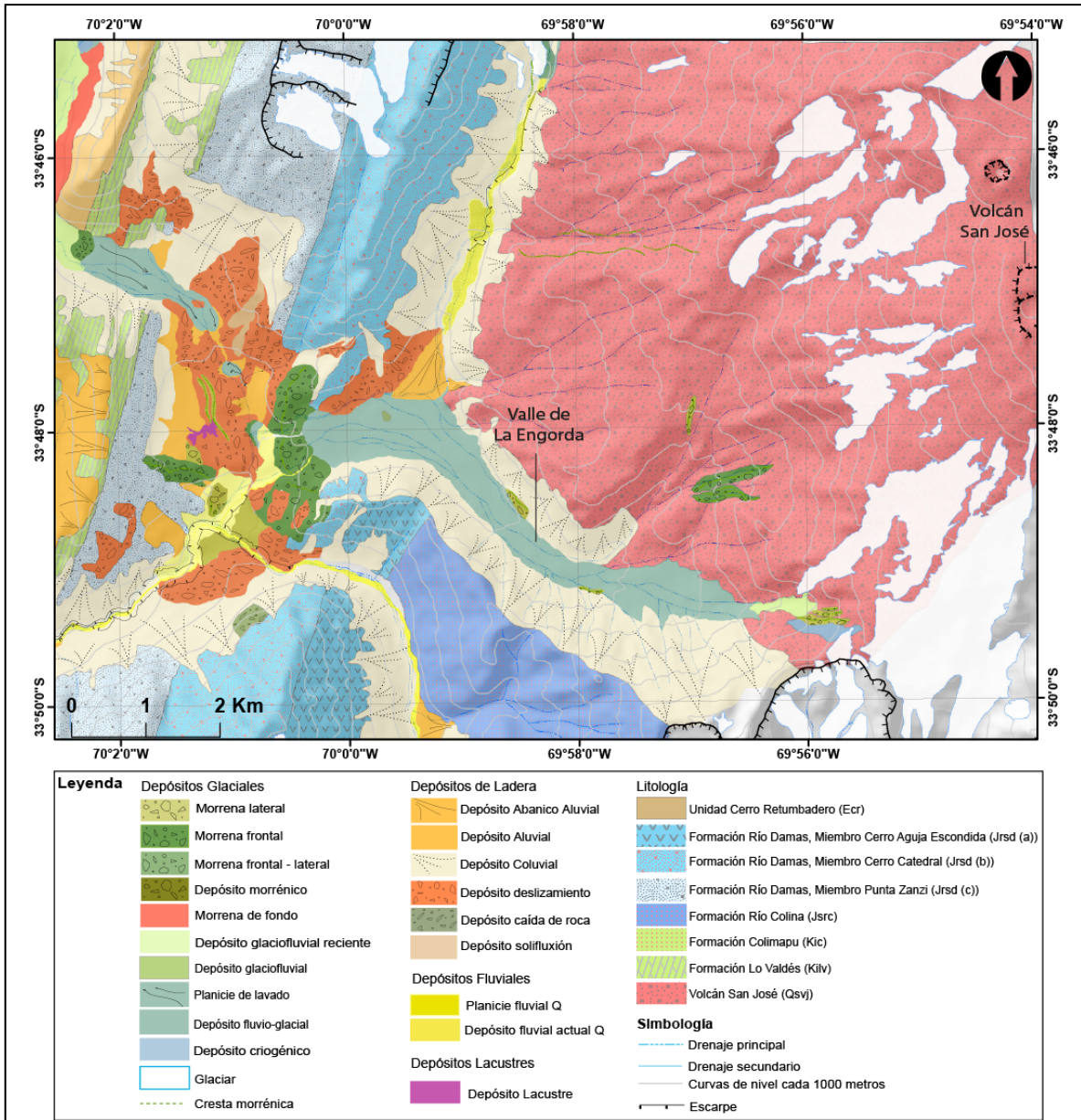
Figura 43: Esquema este-oeste del sistema glacial de la Engorda Alta, sistemas morrénicos en los márgenes externos del sistema, al interior del complejo se presentan superficies aterrazadas colgadas inferidas como terrazas. Fotografía vista este hacia el volcán San José, morrenas frontal-lateral (punta de arpón) y superficies aterrazadas colgadas.

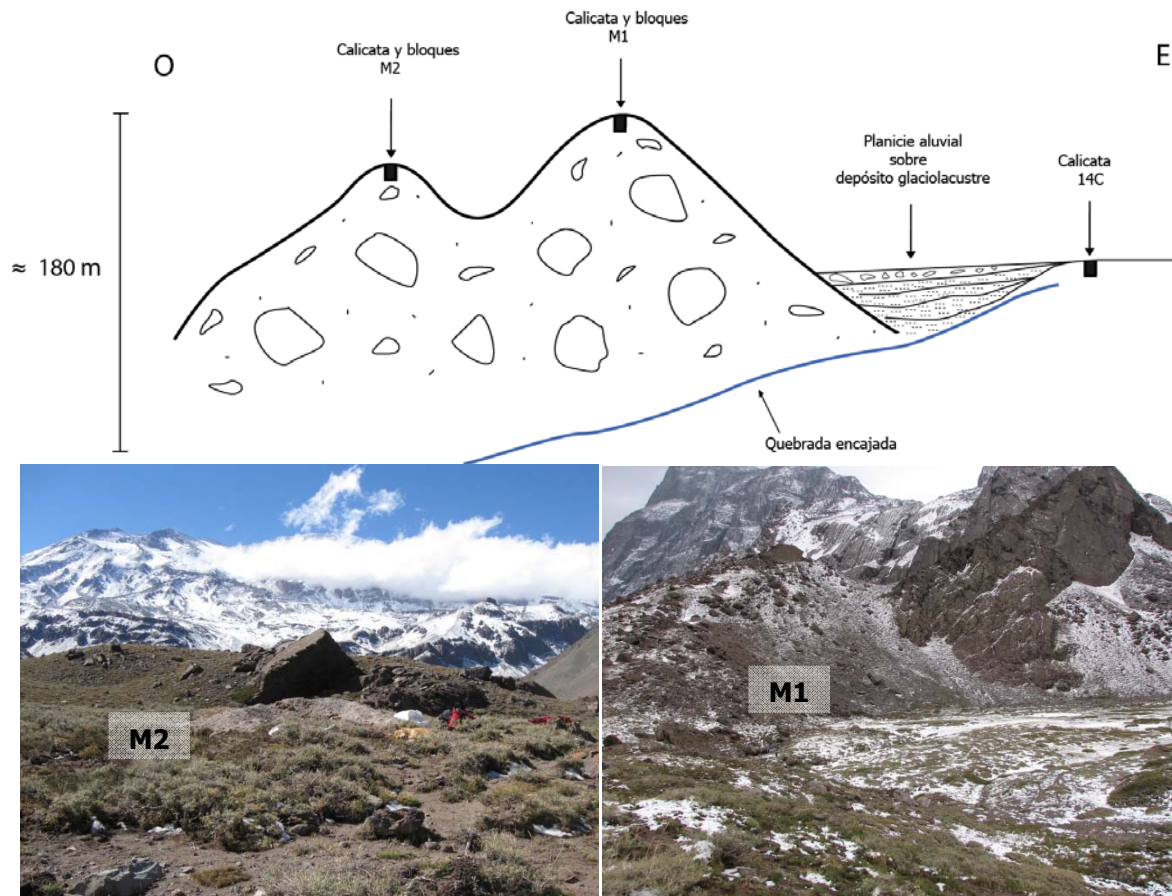
2. Zona de dominio glacial: esta zona comienza aproximadamente en la zona donde el valle de La Engorda se une con su tributario valle de Las Lajas ~2600 m s.n.m. Se presentan depósitos morrénicos, glacio-lacustres, fluvio-glaciales, aluviales, coluviales y de remociones en masa.

La extensión máxima del glaciar que ocupó el valle de La Engorda tiene su registro en el conjunto morrénico que se presenta en las Figuras 44 y 45. En la Figura 44 se observan un gran depósito interpretado como morrena frontal en la zona distal del valle de La Engorda. Estos depósitos fueron confirmados en terreno permitiendo identificar y precisar la existencia de dos cordones morrénicos frontales (Figura 45).

De esta manera, el sistema glacial de La Engorda queda compuesto por dos morrenas frontales, las que se presentan como: [1] M1 correspondiente a un cordón bien definido hacia el este (Figura 45 y 47) y [2] M2 correspondiente a un cordón menos definido, pero observable con facilidad en terreno hacia el oeste (Figura 45). En ambos cordones morrénicos se realizó extracción de muestras de bloques para  $^{36}\text{Cl}$  y calicatas para la datación  $^{14}\text{C}$ .

Las morrenas frontales alcanzan una altura aproximada de 180 metros y se disponen en dirección norte sur, cruzando lateral y perpendicularmente el valle de La Engorda. La disposición de estos cordones morrénicos y la altura a la que se desarrollan (~2450 m s.n.m) respecto del valle principal (~2200 m s.n.m) lo clasifican como un sistema glacial colgante, debido a que el glaciar que se desarrolló en el valle de La Engorda no alcanzó el valle principal y sus depósitos se conservan a distancias de aproximadamente 200 metros de los del valle de Las Arenas y el Volcán.





**Figura 45: Sistema glacial de La Engorda. Sistema morrénico represando sedimentos finos glaciolacustres de fondo y sedimentos más gruesos correspondientes a planicie aluvial en el techo del depósito. Casillas negras indican localización de calicatas y desarrollo de columnas estratigráficas. Fotografías: Izquierda M2 vista oeste del cordón morrénico 2 (tomada hacia el este del volcán San José); Derecha M1 vista noreste del cordón morrénico 1 (tomada hacia el oeste del valle de Las Arenas).**

Las columnas estratigráficas y descripción de ambos cordones morrénicos (M1 y M2) se presentan en las Figuras 48, 49 y 50.

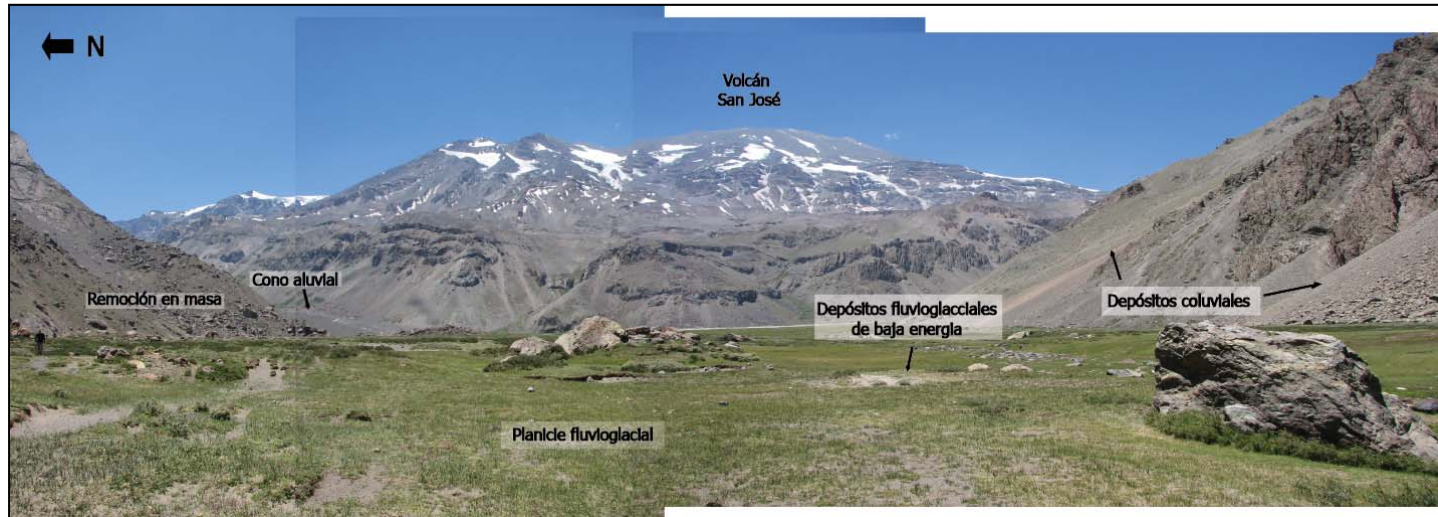


Figura 46: Vista hacia el este del sistema glacial de La Engorda. Se observa el volcán San José y los glaciares actuales en las laderas del edificio volcánico, depósitos de ladera correspondiente a cono o abanico aluvial, conos de coluvio y remociones en masa. Se reconoce una planicie fluvio-glacial con depósitos de baja energía.

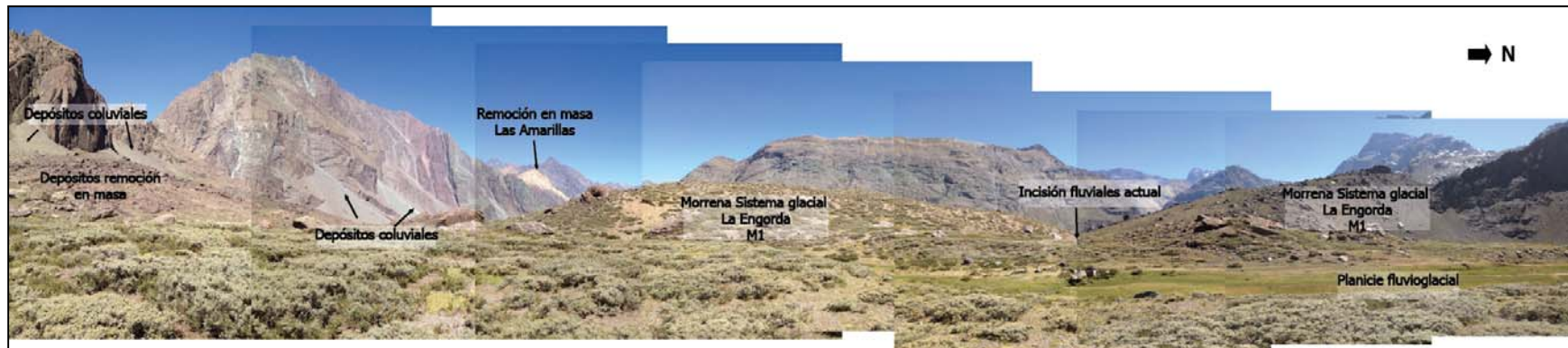


Figura 47: Vista hacia el oeste del sistema glacial de La Engorda. Se observa el primer cordón morrénico (interno) correspondiente a M1 e incisión fluvial cortando el depósito, se reconocen también depósitos de ladera correspondientes a conos de coluvio y remoción en masa. Se identifica una planicie fluvio-glacial con depósitos de baja energía. En segundo plano, al fondo y como referencia, se observa la remoción en masa de Las Amarillas.



En el primer cordón morrénico M1 (Figura 48) más cercano a la planicie fluvio-glacial se observa un estrato superficial denominado unidad 1 de 0-15 cm compuesto por arena fina y limo; subyaciendo a esta unidad se encuentra el estrato 2, el que se desarrolla en una delgada capa de 1 cm de potencia entre los 15 y 16 cm de profundidad y corresponde a una capa oscura de materia orgánica; el estrato subyacente se identifica como unidad 3, se desarrolla entre los 16 cm a los 31 cm y está compuesto por limo masivo; el estrato o unidad 4 está localizado a una profundidad entre los 31-33 cm y está compuesto por lentes de arena; la unidad 5 tiene 13 cm de potencia y se extiende entre los 33-46 cm de profundidad y está compuesto por limo masivo; subyaciendo a este estrato se encuentra la unidad 6, cuyo desarrollo está restringido a 3 cm de potencia entre los 46-49 cm de profundidad y está compuesto por lentes de arena; la unidad 7, se desarrolla entre los 49-64 cm de profundidad y sus materiales componentes son principalmente limo masivo; el estrato 8, presenta una potencia de 2 cm y se extiende entre los 64-66 cm de profundidad, está compuesto por lentes de arena; por último en la base del depósito se encuentra la unidad 9, con aproximadamente 60 cm de potencia, se desarrolla a una profundidad entre 66-120 cm y corresponde a material morrénico.

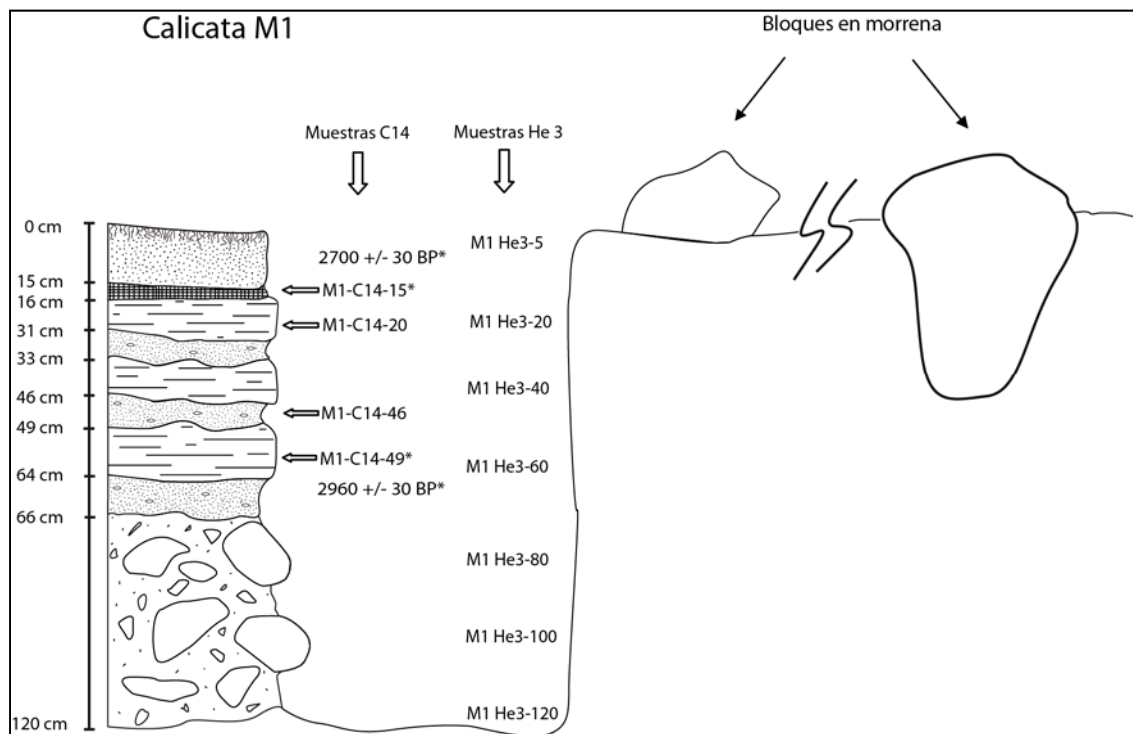


Figura 48: Columna estratigráfica M1, primer cordón morrénico, sistema glacial de La Engorda. Elaboración propia.

El segundo cordón morrénico M2 (Figura 49 y 50) corresponde a un depósito distal de la zona de dominio glacial. Se observa un estrato de superficie denominado unidad 1, el cual se desarrolla en los primeros 40 cm de la columna. Este depósito corresponde a arenas medias masivas con escasos clastos de grava angulosos y subredondeados (los clastos se ven hasta los 13 cm). En los primeros 10 cm de la capa se observan abundantes arcillas y sedimento oscuro, depósito eólico que recubre o engloba el depósito original; subyaciendo a esta capa se encuentra el estrato 2, el que se extiende por 60 cm y se localiza a una profundidad entre 40-100 cm. Sus materiales componentes muestra alternancia de depósitos masivos lenticulares de limo masivo de 5 a 8 cm de espesor, lentes de arena fina a media de buena selección y laminación incipiente de 5 cm de espesor, lentes de gravilla a grava subredondeada a angulosa en matriz de arena fina a media de mala selección y matriz clasto soportado de 5 a 8 cm. La base del depósito corresponde a la unidad 3, que se localiza entre 100-180 cm de profundidad, está compuesta por alternancia de depósitos de gravilla a grava subredondeada a angulosa de mala selección, clasto soportado en

matriz de arena media a gruesa; la primera capa de este depósito alcanza una potencia de 35 cm, los subyacentes poseen menor desarrollo y sus espesores son del orden de ~5 cm, estos depósitos alternan con estratos de limo masivo de 10 cm de espesor.

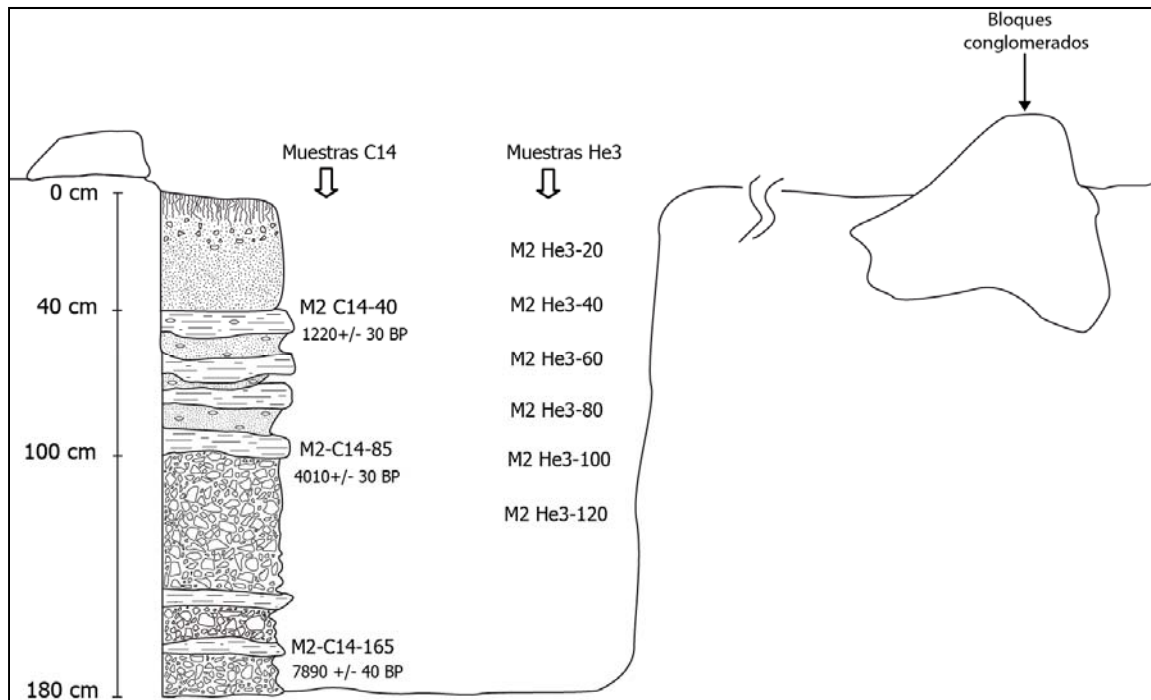


Figura 49: Columna estratigráfica correspondiente al segundo cordón morrénico (exterior) M2, del sistema glacial de La Engorda.

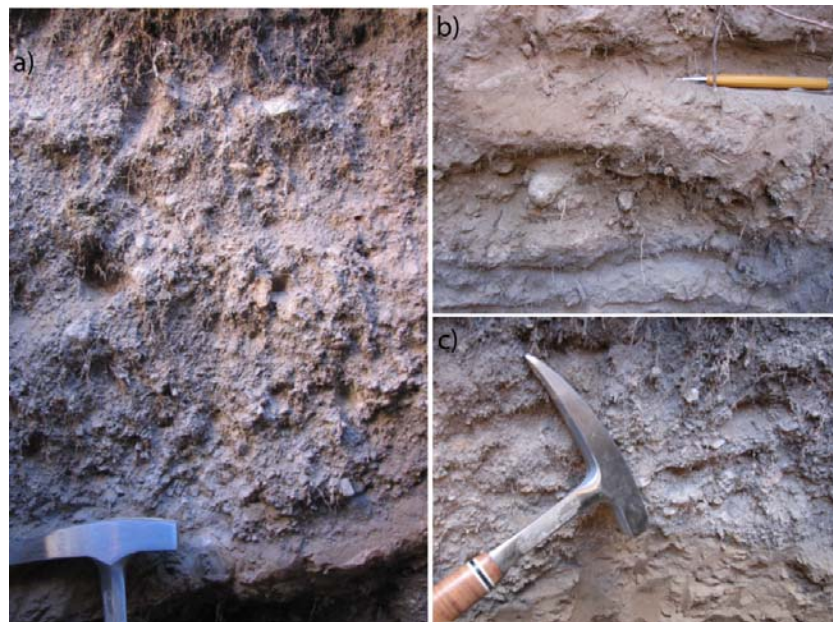


Figura 50: a) Depósito de arena media masiva con escasos clastos de grava angulosa y subredondeados [M2-1-30]; b) Depósito lenticular de limo masivo [M2-2-40]; c) Depósito de gravilla a grava subredondeada a angulosa con mala selección [M2-3-100].

La existencia de estos sistemas morrénicos permite el desarrollo de un incipiente lago proglacial cuyo registro se vincula a depósitos glaciolacustres identificados en terreno, localizados aguas arriba de las morrenas y que presentan facies proglaciales descritas por Edwards (1986). Estratigráficamente se localizan a una profundidad ~ 1,25 - 1,68 m y corresponden a limos masivos cohesivos con laminación y arenas medias a finas oxidadas con laminación cruzada (Figura 53).

Sobreyaciendo a los depósitos glaciolacustres, se observa una amplia y extensa planicie fluvio-glacial donde se presentan capas dispuestas en discordancia por erosión con relación de encajamiento respecto a la quebrada que incide a los depósitos morrénicos (Figura 52 y 53). Estos depósitos superficiales están compuestos principalmente por bolones redondeados a subredondeados, clastos de grava a gravilla angulosos dispuestos en forma caótica en matriz fina de limo y arena fina muy cohesiva. Estos depósitos presentan gradación inverso-normal y son matriz soportados, lo que se asocia a un flujo de detrito con poca agua de características aluviales que permite la incorporación de material del río, como bolones bien trabajados con alto grado de esfericidad junto con materiales correspondientes a depósitos de ladera caracterizados por clastos de menor tamaño, angulosos y con escaso a nulo contenido de arcilla (Figura 53). Estas características permiten deducir la existencia de un evento meteorológico (i.e. derretimiento de nieve, lluvia intensa y concentrada en el tiempo) que habría gatillado la formación del depósito.

Los depósitos fluvio-glaciales conforman una superficie plana, aterrizada y se diferencian de depósitos fluviales por las facies que presentan (Edwards, 1986). Los depósitos fluviales, se encuentran encajados en la quebrada producto de una fuerte incisión posterior al desarrollo de la terraza fluvio-glacial (Figura 47 y 52).

La morfología de la ladera norte de esta zona se interpreta como remoción en masa, el registro geomorfológico, localiza esta remoción en valle de La Engorda y al área distal del valle de Las Lajas. Su desarrollo está limitado al este por la existencia de una gran cono aluvial proveniente del valle de Las Lajas y al sur por la llanura fluvio-glacial del valle de La Engorda (Figura 46). La diferenciación entre depósitos de remoción en masa y morrenas fue confirmada en terreno a través del hallazgo de estrías y marcas de erosión glaciar que arrancan parte de la roca, denominadas marcas lunoides o *crescentic gouges*, por su forma en media luna. Estas marcas se forman por la erosión de las rocas del lecho glaciar producto de las rayaduras que provocan los bloques transportados en la masa de hielo en las zonas o facies intra y subglaciales (Edwards, 1986) al apoyarse sobre rocas del lecho (Figura 51).

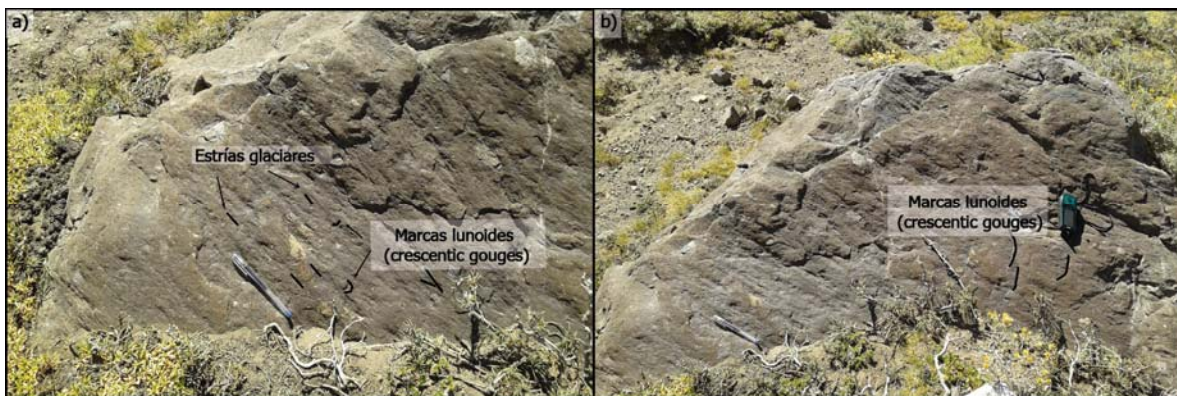


Figura 51: Marcas de erosión glaciar en bloques del sistema glaciar de La Engorda: a) estrías glaciares y marcas lunoides (*crescentic gouges*) que marcan la dirección del flujo de hielo; b) marcas lunoides (*crescentic gouges*) en bloque del lecho del valle glaciar evidenciando erosión glaciar y direccionalidad del flujo de hielo.

La ladera sur está conformada por un conjunto de conos de coluvio, donde predominan procesos gravitacionales y de acarreo, morfoestratigráficamente, los depósitos de estos conos presentan material de mayor calibre en la zona distal y de menor tamaño en el ápice de los conos, confirmando la interpretación morfológica de conos de coluvio para estos depósitos (Figura 46 y 52).

El valle de Las Lajas presenta un amplio desarrollo de laderas coluviales, los materiales predominantes en el fondo del valle se interpretan como relleno fluvial y presentan morfología de terrazas separadas en distintos niveles por escarpes (Figura 44), lo que refleja diferentes episodios de corte y relleno. En el punto más bajo de este sistema tributario, se desarrolla un gran cono aluvial que limita al sur con la extensa planicie fluvioglacial del valle principal de La Engorda (Figura 46 y 52).

Los procesos gravitacionales que caracterizan las laderas de los valles de Las Lajas y La Engorda se observan a través del gran desarrollo de conos coluviales. Estas morfologías evidencian la intensa meteorización física en la zona, interpretada como acción de crioclastismo y termoclastismo, característica de zonas de montaña (Figura 52).

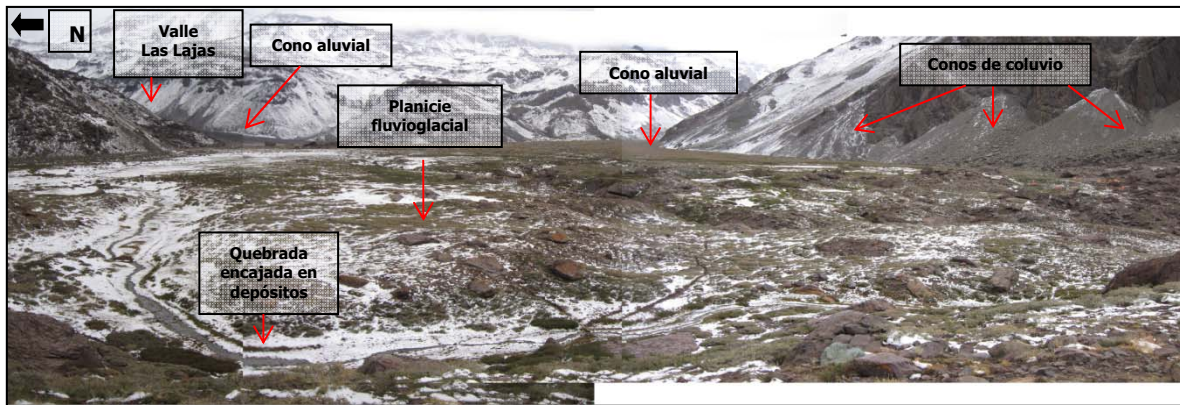


Figura 52: Vista hacia el este del valle de La Engorda, fotografía e interpretación morfológica con dirección hacia el volcán San José.

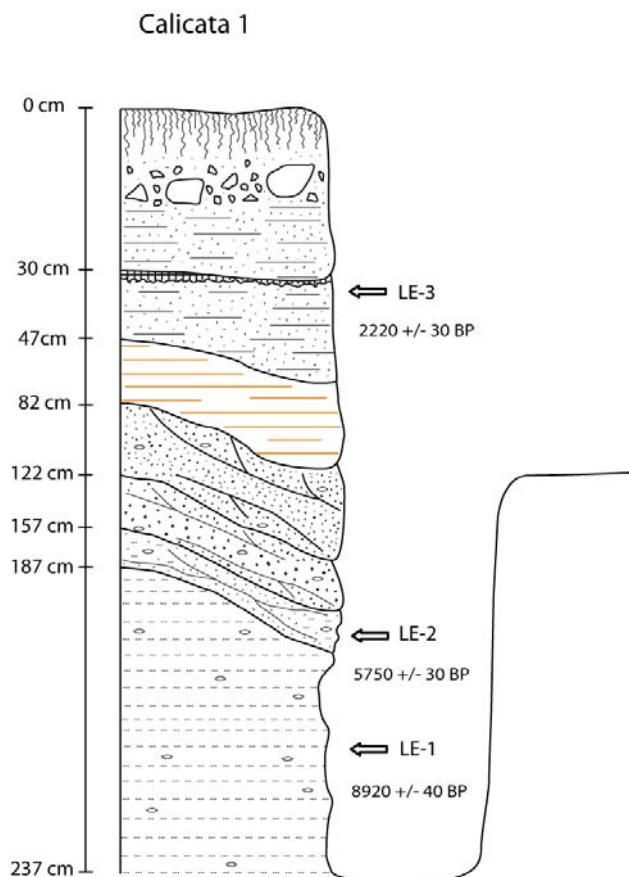


Figura 53: Calicata sobre planicie fluvio-glacial aguas arriba de los cordones morrénicos de La Engorda. Elaboración propia.

Unidad 1 (0-30 cm): bolones redondeados a subredondeados, clastos de grava a gravilla angulosa en matriz de limo y arena fina muy cohesiva; Unidad 2 (30-47 cm): arena fina y limo con estratificación, en el techo de la capa se presentan niveles oscuros (materia orgánica); Unidad 3 (47-82 cm): limo amarillento en cuña; Unidad 4 (82-122 cm): intercalaciones de arena media y fina con lentes de limo, depósito con estratificación cruzada; Unidad 5 (122-157 cm): arena media con estratificación cruzada y lentes de arena gruesa masiva con estratificación incipiente. Los lentes de arena gruesa se componen de clastos de gravilla y arena angulosos a subredondeados; Unidad 6 (157-187 cm): intercalaciones de lentes de grava subredondeada y arena gruesa subangulosa en matriz de arena media. Lentes de arcilla masiva y arena media con laminación cruzada; Unidad 7 (187-237 cm): arcilla masiva cohesiva con escasos lentes de arena.

3. Zona exterior de dominio mixto: se extiende aguas abajo de los cordones morrénicos del valle de La Engorda e incluye la confluencia del valle de Las Arenas, La Engorda y Volcán y abarca zonas altas del valle de Las Arenas. Se presentan depósitos morrénicos, fluvio-glaciales, glaciofluviales, fluviales y de remociones en masa.

Hacia el noreste se desarrolla el sistema glacial del valle de Las Arenas. Los registros morfológicos de esta área corresponden a depósitos glaciofluviales, depósitos morrénicos y depósitos de planicies de lavado.

Los registros morfoestratigráficos revelan que en este valle coexistieron diferentes procesos glaciales asociados a la mayor o menor influencia del glaciar y las aguas de fusión en la conformación morfológica del área y al ambiente dominante en la que actuaron los procesos. Aquí los cordones morrénicos marcan una zona de transición entre un área dominada por procesos glaciofluviales de aquella donde predominan los procesos fluvio-glaciales (Figura 54 y 56).

En el valle de Las Arenas, se observa un sistema compuesto por una serie de 5 cordones morrénicos de baja altura los que se orientan en dirección este-oeste (transversal al valle). El primer cordón se localiza al sur, aguas abajo del valle y el quinto cordón se emplaza en la posición más septentrional respecto del valle. La composición de estos cordones corresponde a diamicto masivo, mal seleccionado, caótico típico de material morrénico (Figura 55 y 56). En las zonas intermorrénicas se observan depósitos y formas de canales glaciofluviales que atraviesan los cordones morrénicos y se presentan como formas de retrabajo en las morrenas.

El quinto cordón morrénico, es el de mayor altura y se encuentra más alejado de la posición máxima que alcanzó el glaciar que ocupó el valle de Las Arenas, por lo que se interpreta como el más joven. Se observan también morrenas laterales y laterales-frontales remanentes.

El sistema de 5 cordones transversales es claramente identificables en terreno, en los interfluvios o zonas intermorrénicas se presentan bloques angulosos y escasa matriz. Hacia el sur, aguas abajo de los cordones morrénicos se observa el desarrollo de una planicie fluvio-glacial. Hacia el norte, aguas arriba de los cordones morrénicos se presentan depósitos mal definidos de diamicto masivo interpretado como morrenas de fondo.

Los procesos que intervinieron en la formación de estos depósitos fueron glaciales, glaciofluviales y fluvio-glaciales. Las morrenas se formaron debido al empuje de materiales realizado por el glaciar que bajaba por el valle de Las Arenas.

Los depósitos observados en las zonas intermorrénicas se originaron por acción de procesos glaciofluviales, es decir, procesos de fusión in situ que generan materiales de diversos tamaños, angulosos con escaso retrabajo del agua y canalizados en thalwegs incipientes interpretados como dominio subglacial.

Un aspecto morfoestratigráfico clave en este sistema es el desarrollo de canales glaciofluviales y leveés (Figura 54 y 56). Se observan depósitos de material grueso, gravas y gravillas con escasa matriz a ambos lados de los canales que se han interpretado como canales subglaciales. Estos depósitos registran la existencia de una serie de canales divergentes y convergentes que se forman en un ambiente subglacial y que se extienden a lo largo de las zonas de inundación siguiendo la pendiente del cauce. Los leveés forman diques laterales con los materiales provenientes de la fusión in situ del glaciar.

La existencia de leveés confirma la interpretación de un ambiente glaciofluvial en la que se producen eventos de fusión glaciar in situ y tanto las aguas de fusión como los materiales derivados de estos eventos se encauzan a través de canales subglaciales.

Por su parte, los depósitos observados aguas abajo de los sistemas morrénicos se presentan planos y aterrazados, con mejor selección de materiales y no se evidencian leveés. Estas características se asocian a una planicie de lavado, cuyos procesos de génesis se interpretan como fluvio-glaciales, con predominio de aguas de fusión glaciar comandando la formación de esta planicie de lavado.

Hacia el sur de la zona de dominio mixto se presentan una serie de depósitos vinculados a procesos de remoción en masa, estos han sido clasificados por González (2010) de acuerdo al mecanismo de generación que les da origen, es así como coexisten depósitos de remoción en masa por caída de roca, deslizamiento, avalancha de roca y detrito, así como también mecanismos de reptación y solifluxión.

Muchos de estos eventos o fenómenos de remoción en masa originan bloqueos en las redes de drenaje generando depósitos lacustres o de ambientes fluvio-lacustres, es decir, escurrimientos mínimos y de baja energía, que corresponden a aguas tranquilas de corta duración temporal. Moreno et al. (1991) registran uno de estos eventos en el río Colina, justo antes de la confluencia del Colina con los valles de Las Arenas y La Engorda. Los autores clasifican esta morfología como

avalancha de roca la que está datada en  $24,5 \pm 0,4$   $^{14}\text{C}$  ka BP (calibrados de acuerdo a Stuiver et al., 2005) y que habría represado las aguas del río Colina originando la formación de un lago (Figura 57). Sin embargo, la evidencia geomorfológica y estratigráfica levantada en la presente investigación, sugiere que el bloqueo del valle del río Colina es de origen glacial y no producto de una remoción en masa.

La evidencia geomorfológica sugiere que el represamiento del valle fue provocado por la existencia de hielo proveniente desde el valle de Las Arenas y no de una avalancha de rocas local en la ladera sur del valle principal interpretada por Moreno et al. (1991).

Los criterios que fundamentan esta interpretación son: [1] Como se ha observado en terreno, el sistema glacial de Las Arenas se rige por procesos de ambientes glaciofluviales y en sus depósitos morrénicos e intermorrénicos predominan bloques y materiales de gran calibre, que se asemejan a depósitos de avalancha de roca; [2] presencia de till y depósitos morrénicos en el valle, bajo la confluencia de los valles Las Arenas, La Engorda y Colina sugiere la presencia de hielo en este sector; [3] presencia de morrena lateral en la zona distal del valle de Las Arenas, cercana a la confluencia con el valle Colina a una elevación similar a la del depósito definido por Moreno et al. (1991) como avalancha de roca; [4] desvío del río Colina/Volcán hacia el sur aguas arriba de la confluencia de los valles Colina/Las Arenas/La Engorda indicaría que el represamiento del valle Colina fue provocado por un depósito morrénico empujado por el glaciar que bajaba por este valle (Figura 44). Por tanto el depósito subyacente a los materiales lacustres de la Figura 57 serían depósitos morrénicos de 24,5 ka BP, lo que sería concordante con uno de los bloques datados en La Engorda y no correspondería a una avalancha de roca como lo sugerido por Moreno et al. (1991); sobreyaciendo al depósito lacustre se encuentra material asociado a una remoción en masa más joven que 24,5 ka BP.

El depósito lacustre de la zona distal del valle Colina habría sido generado por un dique de material morrénico empujado hacia el sur desde el valle de Las Arenas a los ~24 ka BP, el cual colapsó rápidamente debido a las altas pendientes y dinámica de la confluencia de los valles Colina/Las Arenas/La Engorda y hoy está cubierto por material correspondiente a una remoción en masa de tipo caída de roca, avalancha de roca o deslizamiento de roca.

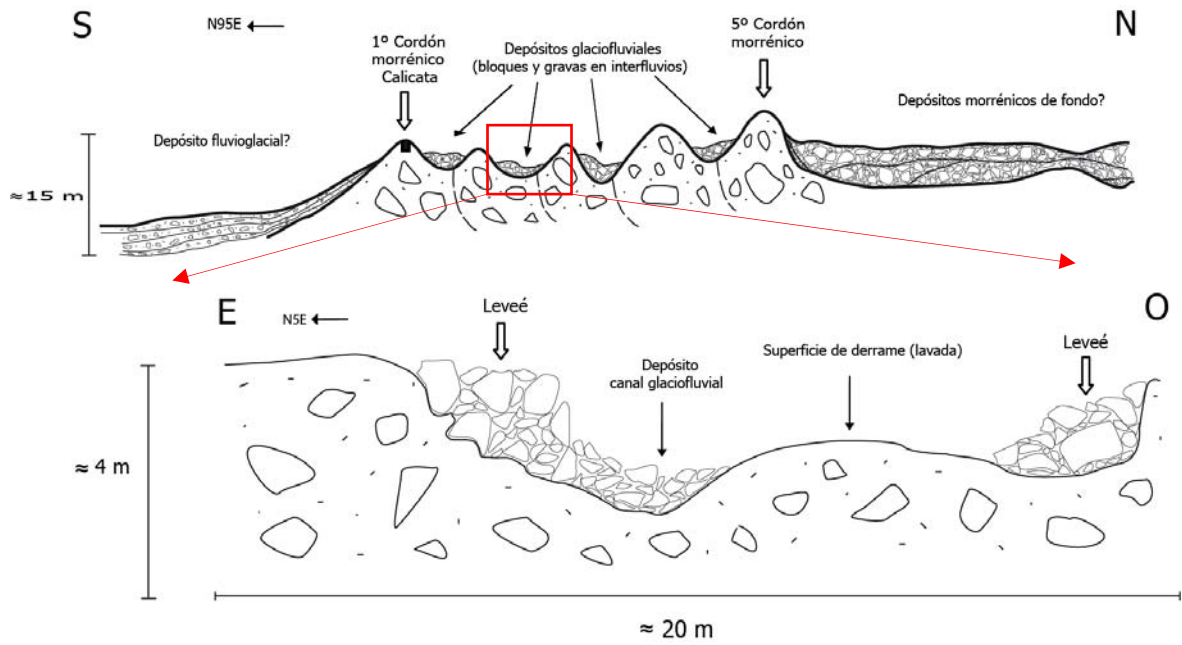


Figura 54: Sistema glacial del valle Las Arenas, sistema glacial complejo. De sur a norte depósitos fluvio-glaciales (inferidos), sistema morrénico compuesto (5 cordones) y depósitos morrénicos de fondo (inferidos). De este a oeste zoom zona intermorrénico, área de depósitos glaciofluviales. Elaboración propia.

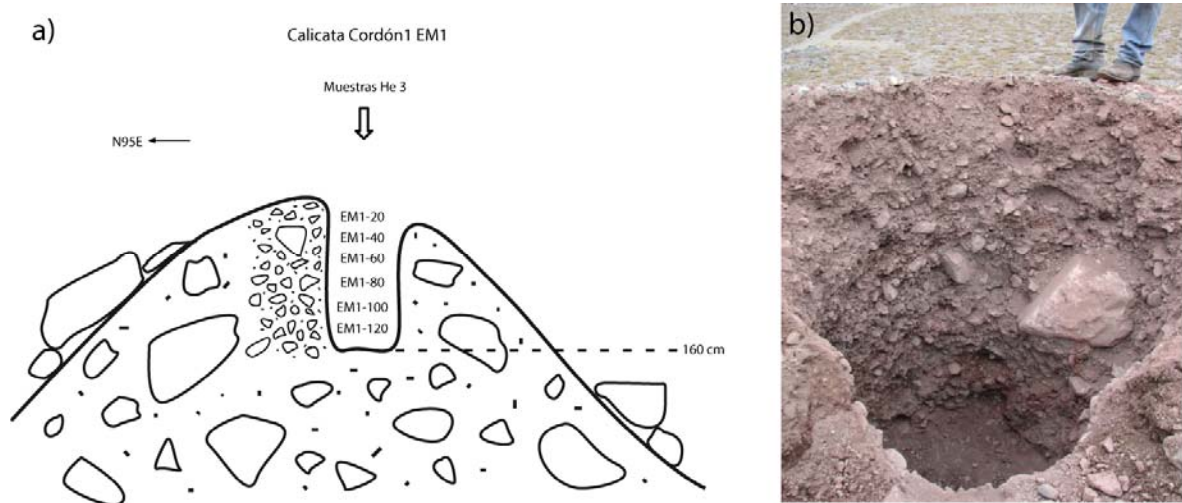


Figura 55: a) Primer cordón morrénico del sistema glacial del valle Las Arenas; b) Fotografía de calicata en primer cordón morrénico del sistema de Las Arenas. Elaboración propia.



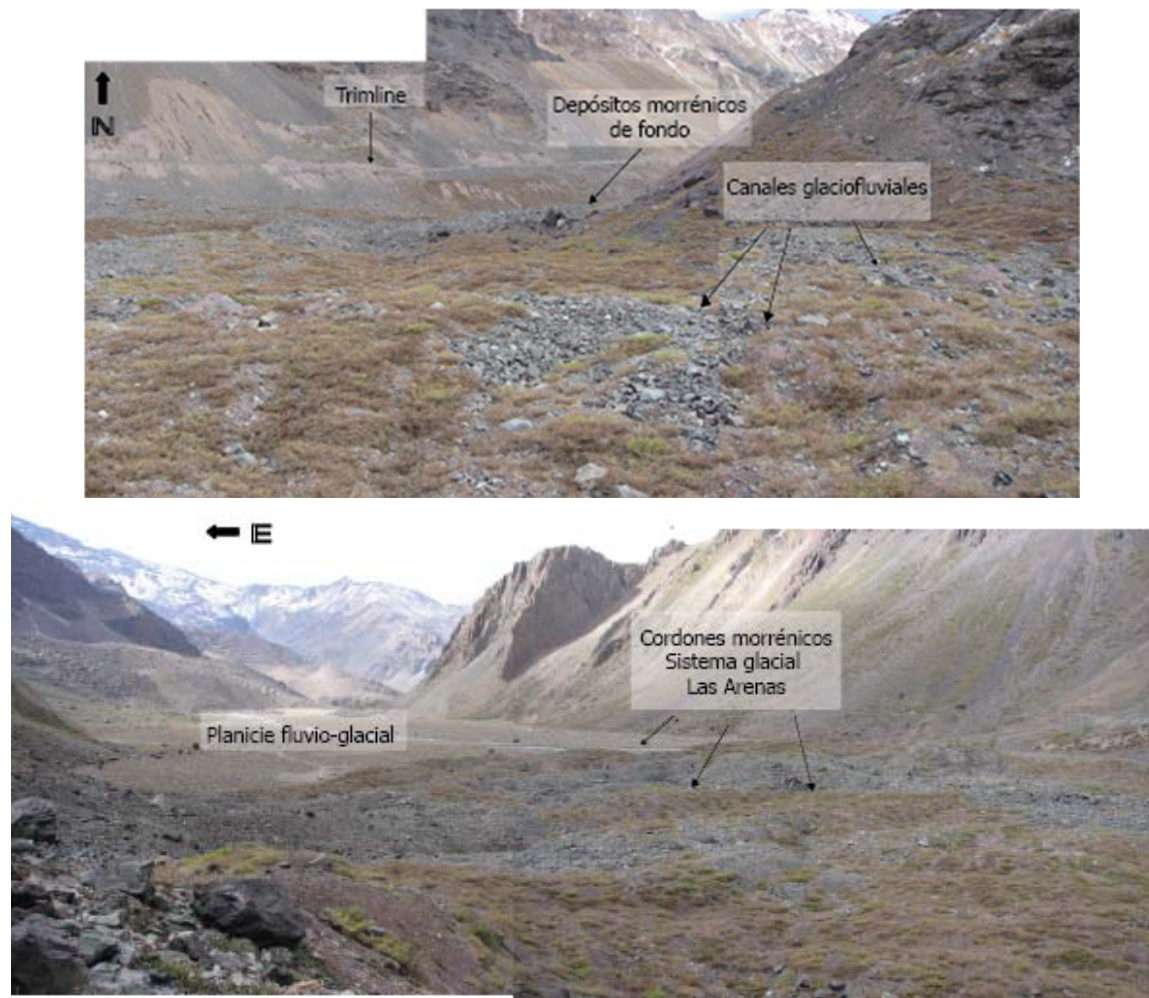


Figura 56: Sistema glacial de Las Arenas. Arriba sistema aguas arriba de las morrenas frontales, se observan canales glaciofluviales y depósitos morrénicos de fondo. Abajo se observa el límite entre el dominio glaciofluvial y el dominio fluvio-glacial vista aguas abajo del valle de Las Arenas.

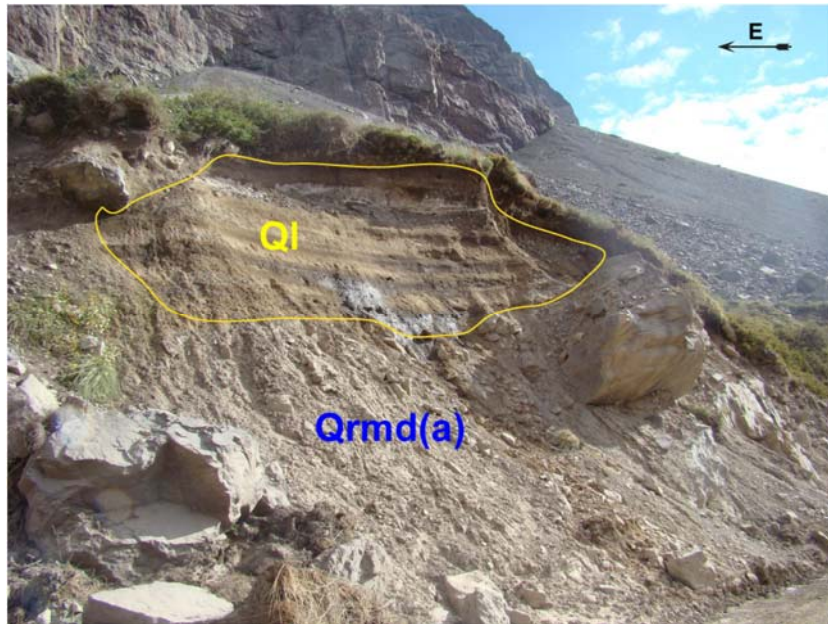


Figura 57: Qc Depósitos coluviales; Ql Depósitos lacustres; Qrmd (a) Depósitos de remoción en masa por avalancha de areniscas y conglomerados, fotografía e interpretación de González (2010). Depósitos lacustres formados por el represamiento del río Colina debido a una avalancha de roca a  $24.5 \pm 0.4$   $^{14}\text{C}$  ka BP (Moreno, 1991).

Rellenando el fondo de los valles se encuentran depósitos fluvioglaciales y aluviales. Los rellenos fluvioglaciales están compuestos principalmente por gravas con moderada matriz de arenas, limos y arcillas, los clastos se presentan subredondeados a angulosos, sin estratificación interna o imbricación (orientación preferencial). Su formación está directamente relacionada con descargas de agua de fusión glacial. Por su parte, los depósitos aluviales presentan matriz fina y clastos de granulometría variable que va desde arenas a gravas y eventualmente bloques. Su origen está asociado a flujos esporádicos de baja energía con volúmenes variables. Morfoestratigráficamente se presentan como conos o abanicos cuyo ápice está vinculado a las quebradas intermitentes que las originan, con distribución granulométrica de materiales gruesos en la zona proximal del cono y fina en la zona distal, generando una superficie cóncava que sigue la dirección del flujo y se proyecta longitudinalmente a favor de la pendiente. En algunos casos estos materiales no se disponen en forma de abanico y se depositan formando una planicie aluvial.

Existen depósitos morrénicos que no han sido identificados como morrenas frontales o laterales y se registran como depósitos de till que forman depósitos dispuestos como agregados de clastos polimícticos de tamaños variables (desde centimétricos a métricos), con matriz fina de arenas, limos y arcillas que pueden conformar desde el 20% al 60% del total del depósito. No se evidencia estratificación y se observa distribución caótica de los clastos. Existen señales de transporte glacial en facies intraglacial y subglacial a través de la presencia de clastos estriados y acanaladuras en rocas.

### 4.3.2 Geocronología del Sistema Glacial de La Engorda

El análisis geocronológico del sistema glacial de La Engorda utiliza dos métodos de datación,  $^{14}\text{C}$  para materia orgánica extraída del material sedimentario de las calicatas (columnas estratigráficas) y  $^{36}\text{Cl}$  método de radionucleidos cosmogénicos para datar roca de bloques morrénicos.

El método  $^{14}\text{C}$  se aplicó a material sedimentario extraído desde distintos niveles de las columnas estratigráficas (Figura 49, 50 y 53), en los cuales se realiza la medición de contenido de carbono total de las muestras, debido a que no siempre fue posible encontrar materia orgánica disponible para el muestreo.

Las muestras extraídas de las columnas correspondientes al cordón morrénico 2 (M2) y la columna en la planicie fluvio-glacial aguas arriba de los sistemas morrénicos de La Engorda, corresponden a arena fina y finos con estratificación y laminación, en la base de los depósitos. En ambos casos las edades de los depósitos de fondo registran edades menores a 10 ka BP. Los depósitos de limos masivos cohesivos observados en la M2 registran edades de  $7890 \pm 40$  años BP, por su parte los depósitos de arcillas masivas cohesivas con escasos lentes de arena registran edades de  $8920 \pm 40$  años BP (Figuras 49, 53, 58, 59 y 60).

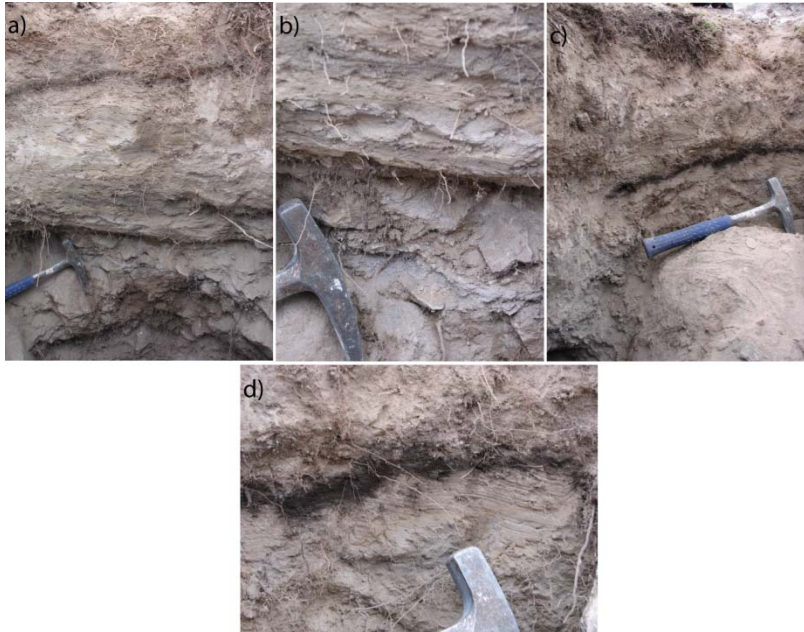
En ambos casos, las edades de los depósitos son cada vez más jóvenes a medida que la muestra se encuentra a menor profundidad, es decir, más cercana a la superficie. Esta relación entre edad y profundidad del depósito es consistente con los principios estratigráficos de horizontalidad original y superposición y hace que las edades obtenidas con el método  $^{14}\text{C}$  sean concordantes con la posición estratigráfica de los depósitos.

Estos depósitos cuyas edades se presentan tan jóvenes como ~1200 años BP están asociados a periodos neoglaciales como los reportados por Espizúa (2004, 2005) para zonas localizadas en los Andes Subtropicales argentinos y constituyen los primeros hallazgos de glaciaciones o eventos glaciales posteriores al Último Máximo Glacial Global (LGM) en Los Andes centrales de Chile.

Las muestras del primer cordón morrénico M1 corresponden a: [a] estrato localizado a 15 cm de profundidad correspondientes a depósito de materia orgánica; [b] estrato de limo masivo a 49 cm de profundidad (Figura 58).

Las muestras del segundo cordón morrénico M2 corresponden a: [a] estrato localizado a 40 cm de profundidad correspondiente a depósito lenticular de limo masivo (M2-C14-40); [b] estrato de limo localizado a 85 cm de profundidad (M2-C14-85); [c] estrato localizado a 165 cm de profundidad (M2-C14-165) correspondiente a depósito de limo masivo con alternancia de depósitos de distinta granulometría desde gravilla a grava con matriz de arena media a gruesa (Figura 59).

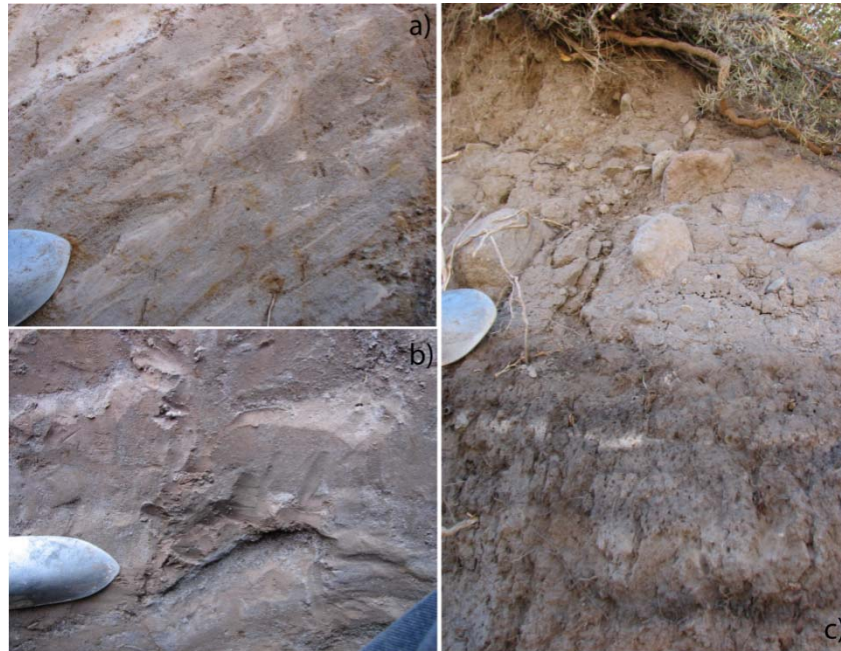
Las muestras extraídas de la columna o calicata localizada aguas arriba de los sistemas morrénicos de La Engorda corresponden a: [a] Depósito de limo masivo cohesivo, con lentes escasos de arena fina a media correspondiente a la muestra LE-1 localizada a ~190 cm de profundidad; [b] Depósito de lentes de arcilla masiva y arena media con laminación cruzada correspondiente a la muestra LE-2 localizada a una profundidad de ~160 cm de profundidad; [c] Depósito de arena fina y limo con estratificación y niveles oscuros de materia orgánica correspondiente a la muestra LE-3 localizada a un ~30 cm de profundidad (Figura 60).



**Figura 58: Muestras Morrena 1 [M1] a) Depósito oscuro de materia orgánica [M1-C14-15]; b) Depósito limo masivo [M1-C14-20]; c) Depósito lentes de arena fina irregular [M1-C14-46]; d) Depósito limo masivo [M1-C14-49].**



**Figura 59: Muestras Morrena 2 [M2] a) Depósito lenticular de limo masivo [M2-C14-40]; b) Depósito limo [M2-C14-85]; c) Depósito limo masivo con alternancia de depósitos de distinta granulometría desde gravilla a grava con matriz de arena media a gruesa [M2-C14-165].**



**Figura 60: Muestras calicata aguas arriba morrenas La Engorda a) Depósito de limo masivo cohesivo, con lentes escasos de arena fina a media [LE-1]; b) Depósito de lentes de arcilla masiva y arena media con laminación cruzada [LE-2]; c) Depósito de arena fina y limo con estratificación, niveles oscuros de materia orgánica [LE-3].**

El detalle de las edades  $^{14}\text{C}$ , el método aplicado y las calibraciones se presentan en la Tabla 14.

**Tabla 14: Edades <sup>14</sup>C y calibraciones del sistema glacial de La Engorda.**

| Nombre Muestra | Coordenada |        | Altitud (m s.n.m) | Código Muestra |        | Servicio             | Pretratamiento de Material           | Edad Medida años BP | 13C/12C    | Edad Convencional años BP | Calibración (2 sigma)   | Contexto Geomorfológico  |
|----------------|------------|--------|-------------------|----------------|--------|----------------------|--------------------------------------|---------------------|------------|---------------------------|---|--|
|                | Norte      | Este   |                   | Terreno        | Lab    |                      |                                      |                     |            |                           |   |  |
| M2-C14-165     | 6259391    | 406643 | 2512              | M2-C14-165     | 304734 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 7890 ± 40 BP        | -24.2 o/oo | 7900 ± 40 BP              | Cal BC 7020 a 6930 (Cal BP 8970 a 8880), Cal BC 6920 a 6880 (Cal BP 8870 a 8830), Cal BC 6840 a 6640 (Cal BP 8800 a 8600) | Sedimento sobreyaciendo al sistema morrénico 2   |
| M2-C14-85      | 6259391    | 406643 | 2512              | M2-C14-85      | 304733 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 4010 ± 30 BP        | -23.6 o/oo | 4030 ± 30 BP              | Cal BC 2620 a 2480 (Cal BP 4570 a 4420)   | Sedimento sobreyaciendo al sistema morrénico 2   |
| M2-C14-40      | 6259391    | 406643 | 2512              | M2-C14-40      | 304732 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 1220 ± 30 BP        | -22.8 o/oo | 1260 ± 30 BP              | Cal AD 670 a 810 (Cal BP 1280 a 1140)   | Sedimento sobreyaciendo al sistema morrénico 2   |
| M1-C14-49      | 6259433    | 406761 | 2525              | M1-C14-49      | 304731 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 2960 ± 30 BP        | -23.0 o/oo | 2990 ± 30 BP              | Cal BC 1360 a 1350 (Cal BP 3310 a 3300), Cal BC 1310 a 1120 (Cal BP 3260 a 3070)  | Sedimento sobreyaciendo al sistema morrénico 1   |
| M1-C14-15      | 6259433    | 406761 | 2525              | M1-C14-15      | 304730 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 2700 ± 30 BP        | -23.3 o/oo | 2730 ± 30 BP              | Cal BC 920 a 810 (Cal BP 2870 a 2760)   | Sedimento sobreyaciendo al sistema morrénico 1   |
| LE-7           | 6259385    | 406900 | 2504              | LE-7           | 304729 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 1070 ± 30 BP        | -25.6 o/oo | 1060 ± 30 BP              | Cal AD 900 a 920 (Cal BP 1050 a 1030), Cal AD 950 a 1020 (Cal BP 1000 a 930)  | Sedimento de la planicie fluvio-glacial aguas arriba de los sistemas morrénicos (S.M.) |
| LE-6           | 6259385    | 406900 | 2504              | LE-6           | 304728 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 2040 ± 30 BP        | -26.5 o/oo | 2020 ± 30 BP              | Cal BC 90 a Cal AD 50 (Cal BP 2040 a 1900)  | Sedimento de planicie fluvio-glacial aguas arriba de los S.M.                          |
| LE-5           | 6259385    | 406900 | 2504              | LE-5           | 304727 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 1940 ± 30 BP        | -24.0 o/oo | 1960 ± 30 BP              | Cal BC 30 a Cal AD 90 (Cal BP 1980 a 1860)  | Sedimento de planicie fluvio-glacial aguas arriba de los S.M.                          |
| LE-4           | 6259385    | 406900 | 2504              | LE-4           | 304726 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 1700 ± 30 BP        | -23.4 o/oo | 1730 ± 30 BP              | Cal AD 240 a 390 (Cal BP 1710 a 1560)   | Sedimento de planicie fluvio-glacial aguas arriba de los S.M.                          |
| LE-3           | 6259385    | 406900 | 2504              | LE-3           | 304725 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 2220 ± 30 BP        | -25.0 o/oo | 2220 ± 30 BP              | Cal BC 380 a 200 (Cal BP 2330 a 2150)   | Sedimento de planicie fluvio-glacial aguas arriba de los S.M.                          |
| LE-2           | 6259385    | 406900 | 2504              | LE-2           | 304724 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 5750 ± 30 BP        | -22.9 o/oo | 5780 ± 30 BP              | Cal BC 4710 a 4540 (Cal BP 6660 a 6490)   | Sedimento de planicie fluvio-glacial aguas arriba de los S.M.                          |
| LE-1           | 6259385    | 406900 | 2504              | LE-1           | 304723 | AMS-Entrega Estándar | Sedimento orgánico: lavado con ácido | 8920 ± 40 BP        | -23.7 o/oo | 8940 ± 40 BP              | Cal BC 8260 a 8160 (Cal BP 10210 a 10110), Cal BC 8140 a 7970 (Cal BP 10100 a 9920)                                       | Sedimento de planicie fluvio-glacial aguas arriba de los sistemas morrénicos (S.M.)    |

Fuente: Elaboración propia a partir de datos enviados por el laboratorio.

El método cosmogénico <sup>36</sup>Cl se aplicó a muestras de bloques localizados en los cordones morrénicos del sistema glacial de La Engorda.

La litología principal de los bloques corresponde bloques de brecha sedimentaria y conglomerados, con clastos volcánicos, de areniscas rojizas y limolitas en matriz de arenisca fina también rojiza. Estos clastos que componen los depósitos, se expresan morfológicamente como morrenas frontales y morrenas laterales cubiertas con desprendimiento de rocas y material coluvial. Existen grandes rocas provenientes de desprendimientos de rocas asociados a remociones en masa que se han excluido del análisis.

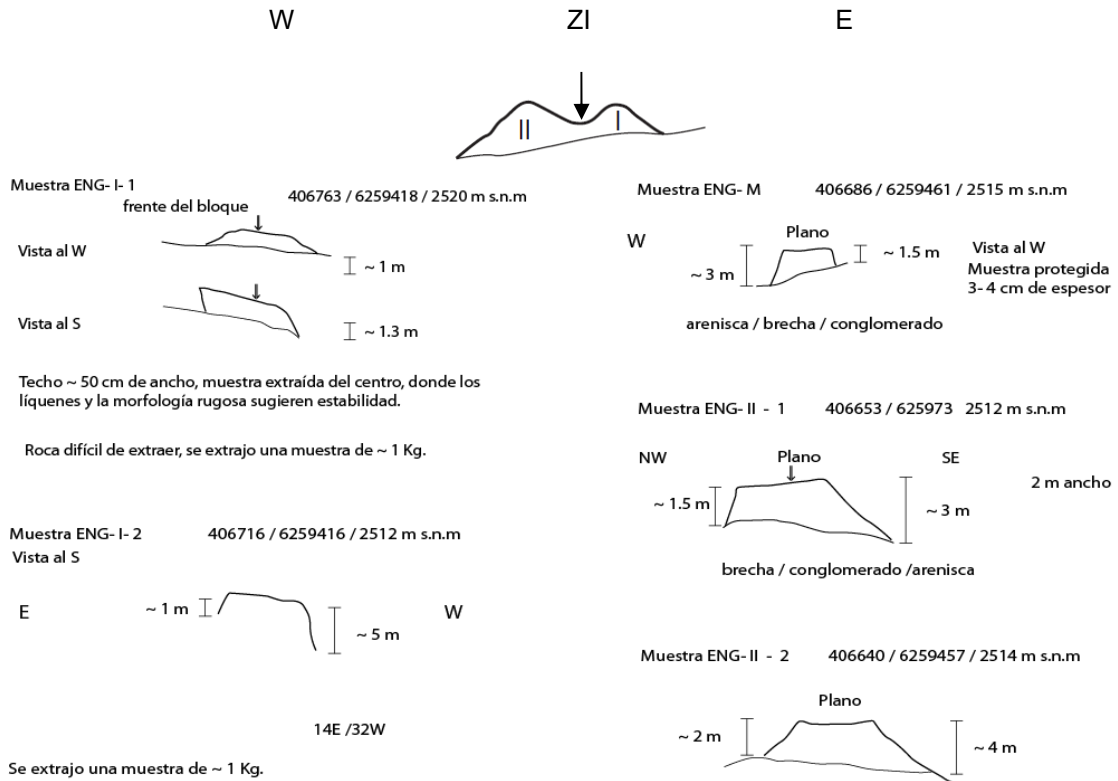
Se seleccionaron 3 sitios de muestreo desde donde se extrajeron 5 muestras de aproximadamente 1 kg. cada una. La distribución espacial de las muestras se muestra en la Figura 61 y Tabla 15 y corresponde a [1] dos bloques desde el cordón morrénico 1 (M1 Figura 61 y 62); [2] un bloque

desde la zona intermorrénica (ZI) (Figura 61); [3] dos bloques desde el cordón morrénico 2 (M2, Figura 61 y 62). Una característica fundamental para la selección de los bloques es que la parte alta desde donde se extraen las muestras sea plana o lo más horizontal posible, las alturas de todos los bloques es ~2500 m s.n.m.

Tabla 15: Sitios de muestreo y litología de bloques datados con método <sup>36</sup>Cl en sistema glacial La Engorda.

| Muestra         | Coordenada |           | Altura | Error GPS | Rumbo        | Roca         |
|-----------------|------------|-----------|--------|-----------|--------------|--------------|
|                 | Este       | Norte     |        |           |              |              |
| <b>ENG-I-1</b>  | 406763 E   | 6259418 N | 2509 m | 6 m       | SE           | Conglomerado |
| <b>ENG-I-2</b>  | 406716 E   | 6259416 N | 2516 m | 6 m       | 14 E / 320°? | Conglomerado |
| <b>ENG-M</b>    | 406685 E   | 6259459 N | 2513 m | 7 m       | -            | Conglomerado |
| <b>ENG-II-1</b> | 406653 E   | 6259473 N | 2511 m | 7 m       | N            | Conglomerado |
| <b>ENG-II-2</b> | 406640 E   | 6259457 N | 2514 m | 6 m       | E            | Brecha       |

Fuente: Elaboración propia basado en datos y observaciones tomados en terreno.



| ID       | fracción | peso   | ID lab DRI | masa disuelta | carrier (spike) masa | conc. carrier | c136/cl  | inc c136/cl | c135/cl37  | incerteza  | edad  | inc. edad | Cl    | inc. Cl | Marcador Geomorfológico |
|----------|----------|--------|------------|---------------|----------------------|---------------|----------|-------------|------------|------------|-------|-----------|-------|---------|-------------------------|
|          | micrones | [g]    |            | [g]           | [g]                  | [g/g]         | [10^-15] | [10^-15]    | razón      |            | [a]   | [a]       | [ppm] | [ppm]   |                         |
| ENG-I-1  | 150-250  | 295,75 | 215463     | 40,0427       | 1,264                | 0,00142       | 86,27    | 3,78        | 3,61203835 | 0,00784814 | 10750 | 673       | 622   | 150     | M1                      |
| ENG-I-2  | 150-250  | 363,01 | 215464     | 40,0284       | 1,2335               | 0,00142       | 139,1    | 4,38        | 3,33652151 | 0,0114517  | 20390 | 1120      | 500   | 100     | M1                      |
| ENG-II-1 | 150-250  | 411,2  | 215465     | 40,014        | 1,3271               | 0,00142       | 187,4    | 3,69        | 3,05039257 | 0,04582275 | 24460 | 1130      | 550   | 100     | M2                      |
| ENG-II-2 | 150-250  | 199,82 | 215466     | 40,0275       | 1,253                | 0,00142       | 164,3    | 4,48        | 3,46924077 | 0,02484964 | 18950 | 879       | 500   | 100     | M2                      |
| ENG-M    | 150-250  | 503,94 | 215467     | 40,0276       | 1,2541               | 0,00142       | 201,6    | 3,11        | 3,08549158 | 0,03905216 | 17280 | 1266      | 350   | 70      | ZI                      |

Figura 61: Sitios de muestreo y edades método <sup>36</sup>Cl. Croquis y datos de terreno del sistema glacial de La Engorda. Datos inéditos de este trabajo, elaboración propia.



Figura 62: Bloques de muestreo método  $^{36}\text{Cl}$ , sistema glacial de La Engorda. Izquierda conglomerado M1 (ENG-I-1); Derecha brecha M2 (ENG-II-2).

Las edades obtenidas en los bloques son sincrónicas con los registros del Último Máximo Glacial reportando edades entre los ~24-18 ka BP. Un dato interesante es la edad de uno de los bloques de la morrena 1 (M1) que registra edades en torno a los ~10 ka BP y sería concordante con el evento frío del *Younger Dryas* (YD) y constituye el primer hallazgo de este período en Chile Central.

El resumen de las edades del sistema glacial de La Engorda y el detalle de los métodos utilizados en la geocronología se presentan en la Figura 63.

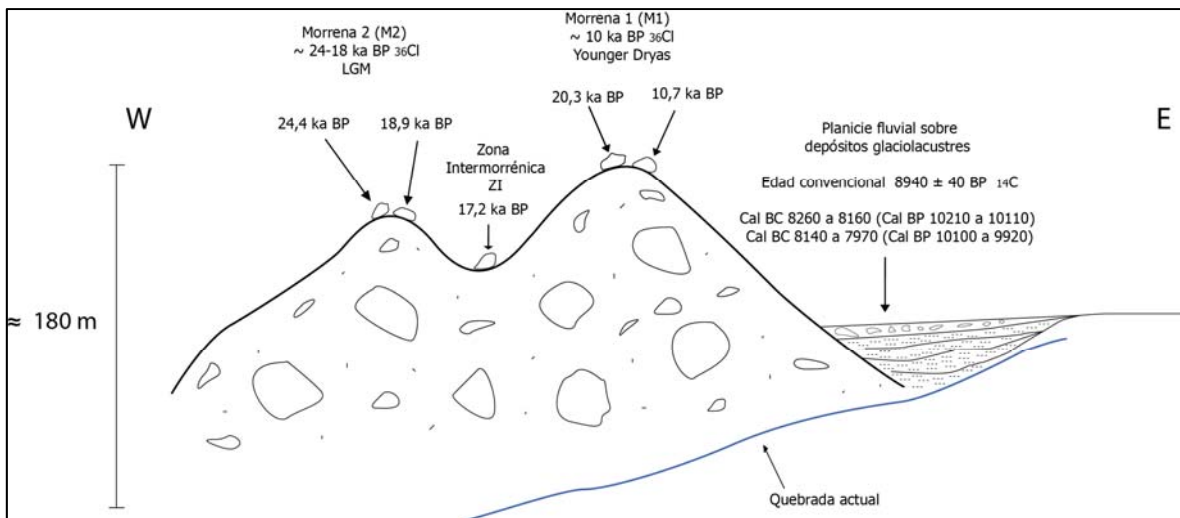


Figura 63: Sección estratigráfica del sistema glacial de La Engorda y detalle de la geocronología y métodos de datación. Elaboración propia.



En las Figuras 48, 49 y 55 se presentan secciones estratigráficas, sitios de muestreo y métodos de datación a aplicar en el sistema de La Engorda. Uno de ellos es el  $^3\text{He}$ , método cosmogénico que fue utilizado para obtener edades de las morrenas. Los resultados entregados por este método no fueron consistentes y mostraban edades bastante erráticas y poco robustas (Tabla 16), por lo que se consideró la aplicación de un método de datación cosmogénico alternativo correspondiente a  $^{36}\text{Cl}$ , el cual se aplicó al sistema glacial de La Engorda y a través del cual si se obtuvieron edades consistentes con los hallazgos de  $^{14}\text{C}$  y correlacionables a eventos glaciales en el flanco este de la cordillera de Los Andes central.

**Tabla 16: Edades método  $^3\text{He}$  en sistema glacial La Engorda.**

| Nombre Muestra | Masa (mg) | $^4\text{He}$ (at/g) | 1s          | Edad (J-Th)/ $^4\text{He}$ (Ma) | 1s   | Nucleogénico $^3\text{He}$ (at/g) | 1s         | Bulk $^3\text{He}$ (at/g) | 1s         | Cosmogénico $^3\text{He}$ (at/g) | 1s         | Profundidad (cm) | Altitud (m) | Latitud ( $^{\circ}\text{S}$ ) | Longitud ( $^{\circ}\text{W}$ ) | Corrección de profundidad | Factor de escala | Edad máxima de exposición (ka) | 1s   |
|----------------|-----------|----------------------|-------------|---------------------------------|------|-----------------------------------|------------|---------------------------|------------|----------------------------------|------------|------------------|-------------|--------------------------------|---------------------------------|---------------------------|------------------|--------------------------------|------|
| M1-Be10-60     | 32.3      | 1.16586E+13          | 2.23416E+11 | 1.67                            | 0.83 | 499653.94                         | 300407.28  | 5415693.66                | 705781.25  | 4831039.71                       | 771749.12  | 60               | 2525        | 33.80                          | 70.01                           | 0.39                      | 5.51             | 17.91                          | 2.86 |
| M1-Be10-80     | 43.2      | 1.8885E+13           | 3.61922E+11 | 2.70                            | 1.35 | 809356.80                         | 486610.18  | 26658284.55               | 911245.48  | 25763927.75                      | 963243.41  | 80               | 2525        | 33.80                          | 70.01                           | 0.29                      | 5.51             | 130.56                         | 4.88 |
| M1-Be10-120    | 56.8      | 1.56391E+13          | 2.98691E+11 | 2.23                            | 1.12 | 670248.60                         | 402972.66  | 28116028.94               | 818396.21  | 27360780.34                      | 875923.45  | 120              | 2525        | 33.80                          | 70.01                           | 0.15                      | 5.51             | 259.04                         | 8.29 |
| EM1-Be10-60    | 44        | 5.82689E+13          | 1.11407E+12 | 8.32                            | 4.17 | 2497237.37                        | 1501412.26 | 86489053.22               | 2009113.82 | 83906815.85                      | 2033225.98 | 60               | 2642        | 33.77                          | 70.04                           | 0.39                      | 5.93             | 289.06                         | 7.00 |
| M1B1           | 21.8      | 9.40051E+12          | 5.39188E+11 | 1.34                            | 0.68 | 402879.18                         | 243200.57  | 13287481.60               | 1023032.96 | 12799602.42                      | 1069610.20 | 0                | 2520        | 33.80                          | 70.01                           | 0.97                      | 5.51             | 19.16                          | 1.60 |
| M1B2           | 20.5      | 2.45711E+12          | 1.14878E+11 | 0.35                            | 0.18 | 105304.88                         | 63471.59   | 2678840.77                | 332523.19  | 2488535.90                       | 456115.34  | 0                | 2520        | 33.80                          | 70.01                           | 0.97                      | 5.51             | 3.72                           | 0.68 |

**Fuente: Elaboración propia basado en datos enviados desde el laboratorio.**

### 4.3.3 Implicancias Paleoclimáticas del Sistema Glacial de La Engorda

Los registros del sistema glacial de La Engorda están compuestos por dos cordones morrénicos, los que presentan un desnivel respecto al valle principal de aproximadamente 200-250 metros. Esta diferencia de altura, permite clasificar a este valle como un valle glaciar colgante, ya que el paleoglaciar de La Engorda no estuvo en contacto con los provenientes desde los valles de Las Arenas y Colina.

Los depósitos morrénicos están compuestos por material de diamicto masivo, angulosos y redondeados con tamaños variables que van desde clastos centimétricos a grandes bloques de varios metros en matriz media a fina que conforma más del 50% de los depósitos. No se presentan estratificaciones ni alineación preferencial de los clastos o sedimentos, y se muestran distribuidos caóticamente dentro del depósito. La composición litológica de los clastos es polimíctica, sin embargo, predominan las rocas sedimentarias, principalmente conglomerados y areniscas provenientes de la Formación Río Damas, en menor proporción se encuentran brechas volcánicas asociadas al material ígneo proveniente del volcán San José.

La geocronología registrada en los cordones confirma la existencia de dos pulsos de empuje, los que están vinculados a períodos de avance glaciar. El primer pulso, más antiguo, es sincrónico con el Último Máximo Glacial con edades ~24 y ~18 ka BP, corresponde al cordón morrénico M2 localizado hacia el oeste del sistema de La Engorda (zona externa) y constituye el marcador morfológico distal del sistema glacial. Aguas arriba se encuentra el cordón morrénico M1, más joven, localizado hacia el este del sistema glacial (zona interna), ocupando una posición adyacente a la planicie fluvio-glacial. Aquí se registran edades de bloques ~20 y ~10 ka BP.

La cronología de los sistemas morrénicos sugiere dos pulsos de avance. El período entre estos pulsos se caracterizó por un estado estable del sistema, donde la fusión del glaciar se produjo in situ, reportándose retrocesos menores. El período de metaestabilidad se extendió al menos durante 10 ka BP, desde el Último Máximo Glacial (LGM) hasta el Younger Dryas (YD), lo que es concordante con las edades del cordón distal M2 ~24 ka BP y el M1 ~10 ka BP.

Hacia el este de los depósitos morrénicos se encuentran morfologías asociadas a procesos glaciales, que sin embargo, se formaron bajo ambientes y condiciones diferentes. En la base de los depósitos identificados se registran materiales finos a muy finos, principalmente limos y arcillas que presentan estratificación interna y laminación. Sin embargo, esta disposición subhorizontal no es lo suficientemente fina como para la formación de varvas. Sobreyaciendo a este depósito se disponen capas de materiales más gruesos que en general no superan los tamaños de gravas y gravillas angulosas y sólo en un caso se encuentran bolones redondeados en la superficie del depósito en matriz de finos con estratificación cruzada y presencia de materia orgánica que se interpretan como materiales de origen fluvio-glacial, es decir, procesos fluviales (aguas de fusión glacial) en ambientes glaciales.

La presencia de estos depósitos permiten interpretar su ambiente de formación como una zona de facies proglacial y subglacial (Edwards, 1986). Así, los cordones morrénicos corresponden a depósitos morrénicos frontales que actuaron como represas naturales, permitiendo la formación de un lago subglacial. Las características de los depósitos de fondo principalmente materiales finos con estratificación y laminación en la base sin formación de varvas, se interpretan como un ambiente proglacial y subglacial, ya que los depósitos no presentan facies lacustres típicas (varvas) y se asocian a aguas relativamente tranquilas con descargas esporádicas de material de mayor

calibre, vinculados a flujos turbulentos bajo el glaciar en la zona distal del sistema, confirmando la premisa de un ambiente pro y subglacial.

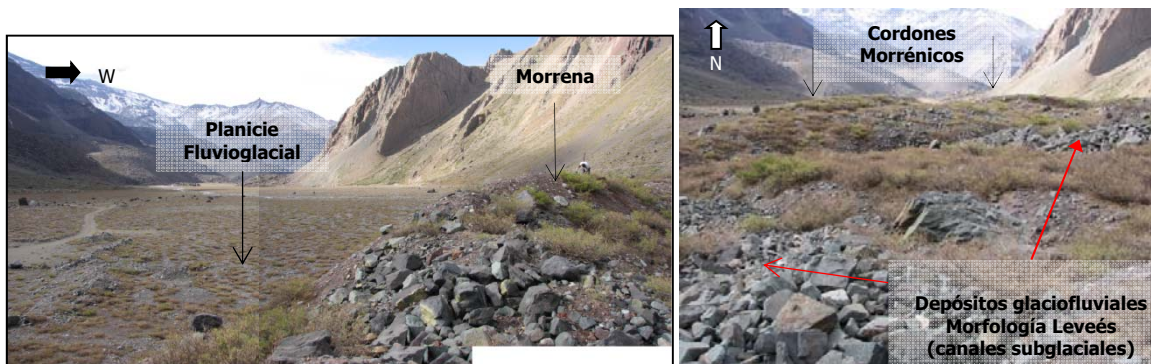
Las edades registradas en los depósitos glaciolacustres de la base del depósito entregan edades  $^{14}\text{C}$  de ~8 ka BP, lo que es concordante con las edades del cordón interno y más joven del sistema de La Engorda M1 (~10 ka BP) y se vinculan a un período de estabilidad del sistema donde el glaciar permaneció estacionado con su frente sobre M1, fundiendo lentamente y generando un lago sub y proglacial. Las edades de los depósitos de superficie correspondientes a la planicie fluvioglacial muestran coherencia respecto a los principios estratigráficos que rigen la formación de estos depósitos y se asocian a una fase de lenta fusión in situ que se debe haber prolongado aproximadamente por ~2 ka BP, en un ambiente de facies proglacial (Edwards, 1986).

La presencia de material fino en los primeros 10 cm de M2, con abundantes arcillas y sedimento oscuro clasificado como depósito eólico que recubre el depósito original, fortalece la interpretación de un período de estabilidad del glaciar entre el avance de M2 y M1 donde se generan procesos de ablación in situ, los que permiten que material intraglacial y supraglacial liberado por la fusión del hielo se deposite sobre el sistema morrénico externo. Este material eólico ha sido interpretado como loess, es decir, limos transportados por fuertes ráfagas de vientos catabáticos típicos de superficies glaciares, que aportan material correspondiente a harina glacial, desde la zona supra e intraglacial (Edwards, 1986). Este material fino puede también provenir desde el volcán San José, ya que el tamaño de los sedimentos permite su transporte en suspensión por varios kilómetros.

El sistema glacial de La Engorda registra dos pulsos de avance que se produjeron entre los ~24 y los ~10 ka BP, entre estos períodos se confirma un ambiente de relativa estabilidad (*steady state*) en el cual se propiciaron eventos de fusión in situ y depósito de materiales finos en facies subglaciales, proglaciales y supraglaciales (Edwards, 1986) con un breve y acotado evento de retroceso que permite separar ambos avances, el cual fue datado en ~17 ka BP.

Hacia el noreste se presenta el sistema glacial del valle de Las Arenas, donde se identificaron marcadores geomorfológicos correspondientes a morrenas frontales, morrenas de fondo, depósitos glaciofluviales y depósitos fluvioglaciales (Figura 64). Los ambientes y facies de este sistema glacial revelan ambientes de formación muy diferentes a los del valle de La Engorda.

Los ambientes y facies que dominan la formación de este valle glacial son: 5 pulsos de avance registrados en 5 cordones morrénicos transversales al valle, dispuestos sucesivamente de norte a sur. Eventos de fusión in situ con descarga de materiales intraglaciales y del lecho en canales subglaciales registrados en terreno a través de depósitos gruesos y leveés en thalwegs en zonas intermorrénicas. Aguas abajo del sistema glacial se presenta una superficie plana y en ciertos sectores aterrazada que evidencia procesos fluvioglaciales, es decir, aguas de fusión glacial lavando materiales más finos. Este marcador se asocia a la formación en un ambiente proglacial (Edwards, 1986), sin la intervención o existencia directa del hielo.



**Figura 64: Sistema glacial de Las Arenas. Izquierda: Morrena frontal y planicie fluvioglacial, facies proglacial; Derecha: Sistemas morrénicos y depósitos glaciofluviales, facies subglacial.**

Se interpreta que los depósitos glaciofluviales están sobreimpuestos, es decir, sobreyacen a las morrenas frontales (bloques polimícticos y de diamicto masivo) y por tanto son depósitos más jóvenes o contemporáneos, ya que se depositaron con posterioridad o simultáneamente a la formación de los cordones morrénicos observados en la Figura 54.

La existencia de depósitos morrénicos y superficies colgadas en la zona alta del valle de La Engorda localizadas aguas arriba del sistema datado con métodos  $^{14}\text{C}$  y  $^{36}\text{Cl}$ , confirman edades neoglaciales para estos depósitos concordantes con los registrados por Espizúa (2004, 2005) en Argentina. Se interpreta una probable correlación entre los sistemas morrénicos en punta de arpón de La Engorda Alto cercanos al volcán San José y las morrenas frontales aguas arriba de las Termas de Baños Colina en el valle del río Colina.

Los hallazgos en el valle de La Engorda, registran edades que indicarían la existencia del Younger Dryas en Chile Central, esas evidencias son los primeros indicadores de este evento en Los Andes subtropicales en torno a los  $\sim 33^\circ\text{S}$ .

La evidencia de dos pulsos morrénicos asociados a fases reavance glaciar en el sistema glacial de La Engorda. Las edades del primer pulso son 24,4 - 18,9 ka BP, fechas que son concordantes con el período húmedo previo a los 21 ka BP reportado por Valero-Garcés et al. (2005). Por su parte la edad obtenida para la zona intermorrénica, asociada a un retroceso glaciar, es de 17,2 ka BP, consistente con uno de los períodos más áridos reportado por Valero-Garcés et al. (2005). Por último, la edad obtenida para los bloques correspondientes al pulso morrénico interno, asociado al último reavance glaciar en el valle de La Engorda, está entre los 20,3 y 10,7 ka BP, lo que se vincula con los últimos intervalos húmedos observados en la Laguna Tagua Tagua (Valero-Garcés et al., 2005).

Estos dos estadios denotan reavances en el sistema glacial de La Engorda, el primer reavance durante 24,4 - 18,9 ka BP, y el segundo entorno a los  $\sim 10$  ka BP. Esto permite asumir condiciones de temperatura favorables para la conservación de un glaciar de esas dimensiones con procesos de fusión in situ lentos y eventos de disminución de temperaturas que permitieran el reavance del sistema a su última posición registrada en el pulso interno M1 concordante con el YD.

# 5. Estimación de ELA's del Pleistoceno tardío en el río Volcán

---

## 5.1 Introducción

La estimación de la altura de las líneas de equilibrio (ELA's) en Los Andes de Chile central, resulta fundamental para determinar, en un análisis de primer orden, los factores que influyen en el retroceso y avance de los glaciares de montaña variaciones a escala histórica y geológica. La estimación de las paleo-ELA's de los glaciares pleistocenos requiere una aproximación geomorfológica, morfoestratigráfica y geocronológica como base para su estudio.

Como se ha mencionado antes, las ELA's son líneas, que separan las áreas o zonas, donde predominan los procesos de acumulación, de aquellas zonas de ablación, donde predominan los procesos de fusión, evaporación, sublimación, entre otros. Asociando esta condición al balance de masa, se puede decir, que es esta línea la que marca un balance de masa igual a cero, es decir, en las ELA's no se presenta ni acumulación ni ablación en el glaciar (Porter, 2001; Serrano & González, 2004).

La ELA (anual) depende de dos factores fundamentales, el relacionado con la acumulación anual y por tanto con las precipitaciones principalmente invernales en la zona de estudio y el relacionado con la ablación y por tanto principalmente con las temperaturas estivales (Serrano & González, 2004).

La determinación de las actuales ELA's se ha abordado, a través de aproximaciones matemáticas en modelos empíricos, los cuales consideran factores topográficos (altura de la estación meteorológica) y climáticos fundamentalmente precipitaciones y temperaturas del aire. En estos modelos se asume que la temperatura considera intrínsecamente la influencia de un factor asociado a la radiación de onda corta.

Por su parte, las paleo-ELA's corresponden a las alturas a las que se encontraban las líneas de equilibrio en los glaciares del Pleistoceno tardío-Holoceno, las que son representativas de fases glaciales consideradas como metaestables. La reconstrucción de las paleo-ELA's aporta entonces fundamentos claves para la interpretación de paleoambientes.

Para estudiar las ELA's a escala geológica es necesario un análisis previo que incluya marcadores topográficos, geomorfológicos, morfoestratigráficos y geocronológicos. Existen distintos métodos de estimación de líneas de equilibrio a escala geológica, o paleo-ELA's, los cuales serán abordados en este capítulo, incluyendo la comparación de los resultados obtenidos a partir de su aplicación al área de trabajo.

## 5.2 Estimación de ELA's y Paleo-ELA's y comparación de métodos

### 5.2.1 Método AAR ("Accumulation Area Ratio")

El método AAR tiene su origen en los trabajos de Brückner (1886, 1887, 1906) y Richter (1885, 1888), quienes asumen que en glaciares de valle, el límite entre el área de acumulación y el área de ablación se reparte en una proporción de 3:1 o AAR= 0,75. La línea resultante de este límite corresponde aproximadamente a la ELA (Figura 65). Sin embargo, estudios posteriores establecen que la proporción entre las áreas de acumulación y área total, es en realidad 2:1 lo que corresponde a un AAR= 0,60-0,67, esta modificación intenta compensar posibles errores del método original (Drygalsky & Machatschek, 1942; Klebelsberg, 1947, 1948/49).

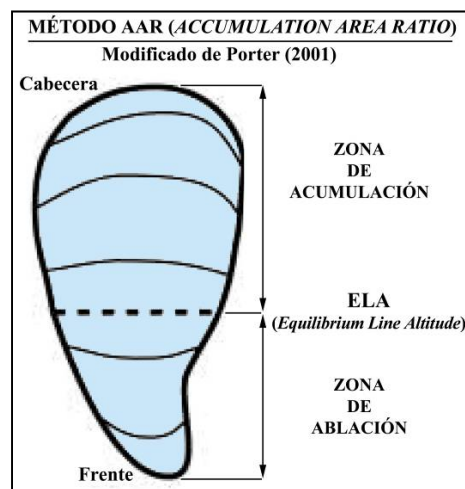


Figura 65: Método AAR o Accumulation Area Ratio. Modificado de Porter (2001).

Su formulación matemática es:

$$AAR = \frac{Sc}{(Sc+Sa)} \quad (15)$$

Donde,

Sc= superficie de la zona de acumulación.

Sa= superficie de la zona de ablación.

Experimentación glaciológica directa, ha permitido establecer, que el AAR de un glaciar varía en función de su balance de masa. Es así como AAR menores a 0,5 indican un balance de masa negativo, valores de AAR entre 0,5 y 0,8 se corresponden con glaciares en condiciones estables y valores de AAR mayores a 0,8 muestran regímenes de balances de masa positivos (Meier & Post, 1962; Hoinkes, 1970; Andrews, 1975; Kasser & Kerschner, 1994).

Se asume que para glaciares de valle de latitudes medias y en condiciones de equilibrio, el porcentaje del área de acumulación de un glaciar, con respecto a su área total, es decir, su AAR se sitúa en torno a  $0,6 \pm 0,05$  (Meier & Post, 1962; Andrews, 1975; Porter, 1975; Meierding, 1982; Hawkins, 1985).

Posteriormente Stansell et al. (2007), considera las proporciones anteriores e incluye parámetros como erosión, tamaño y forma de la cuenca glaciar. De esta manera, la paleo-ELA se determina a través de un valor estimado de AAR en un cálculo de curva hipsométrica. La curva hipsométrica es la proporción de área acumulada por altitud y se construye considerando el área y topografía ocupada por los glaciares en los estadios establecidos (Figura 66); por lo tanto se debe reconstruir el paleoglaciar, es decir, se deben establecer las superficies ocupadas por las masas de hielo en determinados períodos.

Las curvas hipsométricas grafican la distribución de alturas dentro de una cuenca y el porcentaje del área de la cuenca de acuerdo a estos rangos altitudinales predefinidos. En el eje de las abscisas, se presentan las alturas y en el eje de las ordenadas se grafican las superficies que se encuentran sobre estas altitudes, las áreas en este análisis se expresan en  $\text{km}^2$  (Langbein, 1947).

Strahler (1952), determina que las curvas hipsométricas pueden utilizarse para deducir las etapas de evolución geomorfológica de las cuencas, es así como la forma convexa de la curva indicaría un paisaje o cuenca juvenil. Es decir, la cuenca tiene una gran proporción de superficie en altitudes elevadas, lo que estaría relacionado con fuertes incisiones y alzamientos. Las curvas hipsométricas cóncavas representan cuencas con relieves concentrados en alturas bajas, correspondientes a relieves seniles. Las curvas de formas sinusoidales (cóncavo-convexo) representan estadios intermedios de evolución del relieve. En estos casos la inflexión de la curva es fundamental, y si el paso de cóncava a convexa se presente a alturas relativas mayores, menor será el grado de evolución del relieve y mayor el porcentaje del paisaje preservado original (Figura 66).

Las curvas hipsométricas, resultan ser un indicador del estado de equilibrio dinámico de la cuenca y a través de sus formas se determina el nivel de erosión y actividad de los procesos geomorfológicos que están actuando en las cuencas de los paleoglaciares analizados.

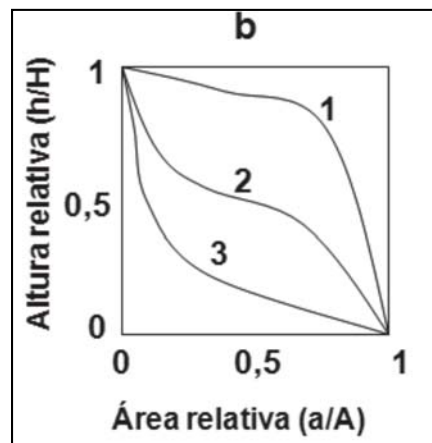


Figura 66: Tipos de curvas hipsométricas: 1 curva convexa, 2 curva sinusoidal, 3 curva cóncava (modificado de Keller & Pinter, 1996).

La forma de la curva hipsométrica en el paleoglaciario La Engorda presenta una forma rectilínea, típica de cuencas no glaciales (Brocklehurst & Whipple, 2004), la que está asociada a su morfología. Como fue descrito en el capítulo anterior, el valle glaciario de La Engorda es un valle colgante y se encuentra a ~ 200 metros de desnivel sobre el valle de Las Arenas. Es decir, los glaciares de ambos valles no confluyeron durante el LGM. La característica de valle colgante genera que exista una proporción de la cuenca mayor en alturas más elevadas (Figura 67).

En la zona más alta de la cuenca, entre los ~5200 y los ~5600 m s.n.m., se observa, aunque de manera bastante sutil, la existencia de una pequeña convexidad, la que se interpreta como asociada al crecimiento del edificio volcánico sobre el cual se desarrolla la cuenca del paleoglaciario La Engorda. El volcán San José es fundamental en la forma que adquiere la curva hipsométrica de la cuenca del paleoglaciario La Engorda, la forma recta y levemente convexa vinculada a paisajes juveniles donde predomina la erosión estaría de este modo, relacionado al alzamiento, actividad volcánica y tectónica presente en el área.

En esta cuenca aproximadamente el 50% del su área total se encuentra sobre los 4000 m s.n.m. y el 50% restante se distribuye entre alturas que van desde los ~4000 a ~2400 m s.n.m., estos rangos altitudinales concuerdan geomorfológicamente con la interpretación de valle colgante del sistema glaciario de La Engorda y se asocian a una cuenca de alta montaña.

La curva hipsométrica de la cuenca del paleoglaciario El Volcán (Figura 67) presenta una forma sinusoidal (curva cóncava-convexa) lo que representa un paisaje cuyo estado de evolución representa estadios intermedios (Strahler, 1952). Sin embargo, la distribución de superficies sobre los rangos altitudinales definidos, muestra que el 50% del área total de la cuenca se localiza sobre los ~3600 m s.n.m., el 50% restante localiza entre los ~3600 m s.n.m. y ~1400 m s.n.m. Esta condición hace que la inflexión de la curva se presente en rangos elevados de altura y por tanto, de acuerdo a Strahler (1952), el grado de evolución de la cuenca es menor y se conserva mayoritariamente el paisaje original.

El grado intermedio de evolución del relieve alcanzado por la cuenca del paleoglaciario El Volcán estaría vinculado al permanente alzamiento cordillerano y a la acción de la faja plegada y corrida, así como también a la existencia de fallas con registros de actividad holocena cercanas, como la de San Ramón, que actúan como agentes de elevación permanente del sistema andino en general y paleoglaciario en particular.

El rango altitudinal en el que se desarrolla, tiene como límite inferior los ~1400 m s.n.m. y el límite superior se encuentra a ~6000 m s.n.m., el ambiente corresponde a una cadena andina de media y alta montaña que no ha alcanzado el nivel altitudinal del piedemonte localizado a aproximadamente los 800 m s.n.m.

La forma de las curvas de las cuencas paleoglaciales son completamente diferentes, sin embargo, presentan distribuciones altitudinales de superficies similares, concentrando aproximadamente el 50% de las áreas totales sobre los ~3800 m s.n.m. Esto revela el fuerte control tectónico sobre las cuencas andinas analizadas y repitiéndose el patrón de inmadurez/juventud del relieve en ambos casos. Sin embargo, la cuenca paleoglaciario El Volcán muestra una evolución superior que La Engorda, generando así una diferencia en las curvas respecto a la relación elevación/superficie.



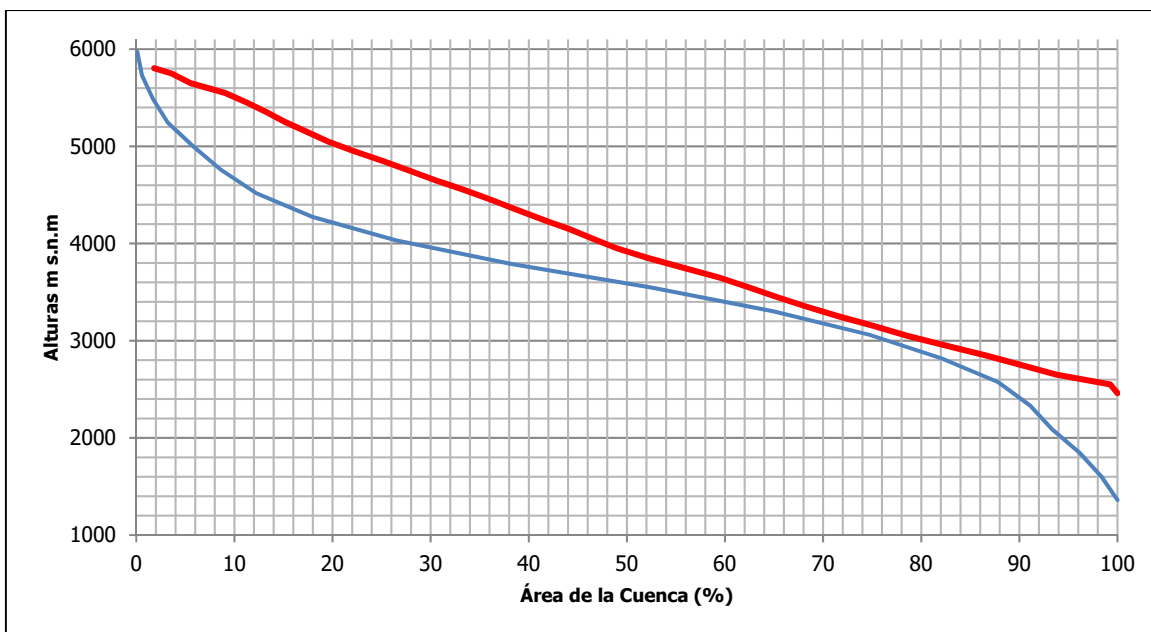


Figura 67: Distribución de alturas y porcentaje de área sobre los rangos altitudinales definidos, representados a través de las curvas hipsométricas en las cuencas paleoglaciares de El Volcán (curva azul) y La Engorda (curva roja).

Las estimaciones de ELA's aplicando el método AAR considera las curvas hipsométricas de las cuencas glaciares reconstruidas del paleoglaciario Volcán (curva azul) y el paleoglaciario Engorda (curva roja). Los resultados de la aplicación del método se presentan en la Tabla 17 y la Figura 68.

Tabla 17: Estimación de ELA's aplicando el método AAR con diferentes relaciones de área de Acumulación y Ablación (0,60-0,65 y 0,67) para las cuencas paleoglaciares Volcán y La Engorda.

| <i>ELA<br/>AAR</i> | <i>Volcán<br/>0.60</i> | <i>Volcán<br/>0.65</i> | <i>Volcán<br/>0.67</i> | <i>Engorda<br/>0.60</i> | <i>Engorda<br/>0.65</i> | <i>Engorda<br/>0.67</i> |
|--------------------|------------------------|------------------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| m s.n.m            | 3400                   | 3300                   | 3250                   | 3600                    | 3450                    | 3400                    |

Fuente: Elaboración propia a partir de curvas hipsométricas.

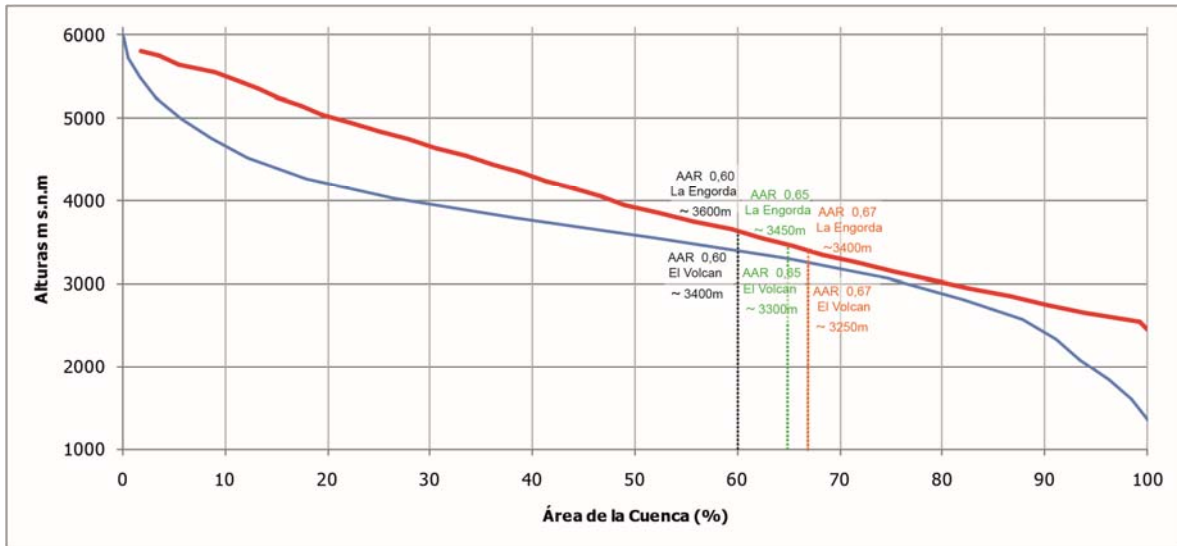


Figura 68: Estimación de ELA's utilizando el método AAR considerando proporciones de 0,60 - 0,65 - 0,67 entre el área de acumulación y área total. Las curvas hipsométricas de las cuencas paleoglaciales de El Volcán se representa en la curva azul y La Engorda corresponde a la curva roja.

La elevación de las líneas de equilibrio para la cuenca paleoglacial Volcán varían entre los ~3400 y ~3250 m s.n.m dependiendo de la razón o proporción que se considere en la relación Acumulación/Ablación. Las ELA's muestran que a mayor proporción de área de acumulación más baja será la altura de la línea de equilibrio, por su parte si se considera un área de acumulación de menor superficie la altura de la línea de equilibrio aumentará. La diferencia de las ELA's entre la relación Acumulación/Ablación más baja (0,60) y la más alta (0,67) es de aproximadamente 150 metros, lo que corresponde al 15% de la elevación/diferencia esperada en las ELAs entre el Último Máximo Glacial (LGM) y la actualidad.

En el valle del paleoglacial de La Engorda las alturas de las líneas de equilibrio varían entre los ~3600 m s.n.m considerando un AAR de 0,60 y una ELA de ~3400 m s.n.m para un AAR 0,67. La diferencia entre las ELA's es de 200 metros, lo que corresponde al 20% de la diferencia de ELA's entre el LGM y la actualidad referidas en la literatura.

Las diferencias de más de 100 metros entre las ELA's calculadas con el método AAR se vincula con las características tectónicas y morfológicas de ambas cuencas; el factor de alzamiento andino y crecimiento del edificio volcánico permite el rejuvenecimiento permanente del relieve sobre el que se desarrollan ambas cuencas paleoglaciales.

La comparación de la posición de las ELA's modernas y paleo-ELA's correspondientes al último Máximo Glacial (LGM) y Último Máximo Glacial Local (LLGM) aplicando el método AAR se presenta en la Figura 69.

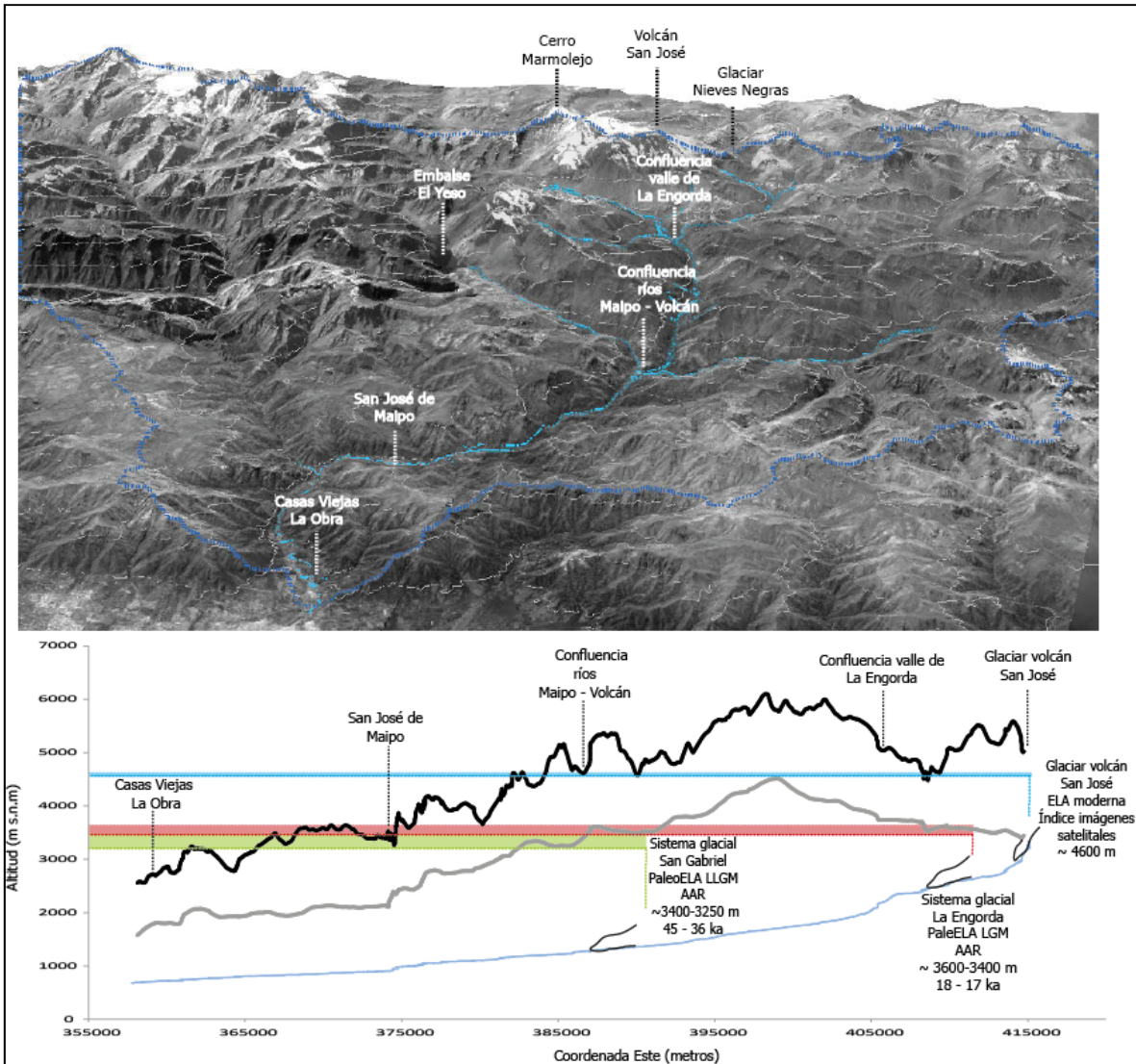


Figura 69: Comparación de posiciones de ELAs, en azul Altura de Líneas de Equilibrio moderna, en rojo posición de ELA durante el LGM, en verde estimación de ELA durante al LLGM, utilizando el método AAR considerando proporciones de 0,60 - 0,65 - 0,67 entre el área de acumulación y área total.

### 5.2.2 Método AABR ("Area-Altitud Balance Ratio")

El método AABR requiere como input la hipsometría paleoglacial y una proporción de equilibrio o *balance ratio* (BR). Este último es un elemento fundamental del método AABR, ya que da cuenta de las diferencias entre la acumulación y gradientes de ablación y su respectiva contribución al balance de masa glacial. Se puede calcular a partir de la hipsometría paleoglacial usando la siguiente ecuación (Furbish & Andrews, 1984):

$$BR = \frac{ZacAac}{ZabAab} \quad (16)$$

Donde,

$Zac$  = Área ponderada de la altitud media de la zona de acumulación

$Aac$  = Área de acumulación

$Zab$  = Área ponderada de la altitud media de la zona de ablación

$Aab$  = Área de ablación

Rea (2009), calcula una serie de BR's para una serie de tipos de glaciares y determina esta configuración a partir de un conjunto de datos mundiales de glaciares que tiene registros de balance de masa > 7 años (mayores a 7 años). Los BR's resultantes son:

Valor Global =  $1,75 \pm 0,71$ ; Marino de latitud media =  $1,9 \pm 0,81$ ; Latitudes Altas =  $2,24 \pm 0,85$ ; Costa Oeste de Norte América =  $2,09 \pm 0,93$ ; Norte América - Rocallosas del Este =  $1,11 \pm 0,1$ ; Ártico Canadiense =  $2,91 \pm 0,35$ ; Svalbard =  $2,13 \pm 0,52$ ; Noruega Oeste =  $1,5 \pm 0,4$ ; Alpes Europeos =  $1,59 \pm 0,6$ ; Asia Central =  $1,75 \pm 0,56$ ; Kamchatka =  $3,18 \pm 0,16$ . Estos BRs consideran poblaciones de varios glaciares dentro de la misma región.

Los valores calculados por Rea (2009) no representan ambientes glaciales en América del Sur; debido a esto el análisis y estimación de las ELA's para los paleoglaciares de El Volcán y La Engorda se realizaron calculando en primer lugar los BR's respectivos para posteriormente aplicar el método AABR.

La reconstrucción de las áreas de acumulación y ablación para cada paleoglacial se realizó considerando relaciones (ratios) de 0,60 y 0,65, proporciones más utilizadas y resultantes del cálculo de AAR. La distribución espacial de ambas zonas se observa en la Figura 70.

La reconstrucción de las áreas de acumulación y ablación del paleoglacial La Engorda no incluye el valle de Las Lajas (localizado al norte del valle de La Engorda). La exclusión de este valle glacial se basó en un análisis de sensibilidad que entregó BR's que no presentaron cambios significativos al incluir el valle de Las Lajas. A su vez, las evidencias geomorfológicas no parecen ser suficientemente consistentes para sugerir que ambos glaciares estuvieran en contacto en el valle de La Engorda.

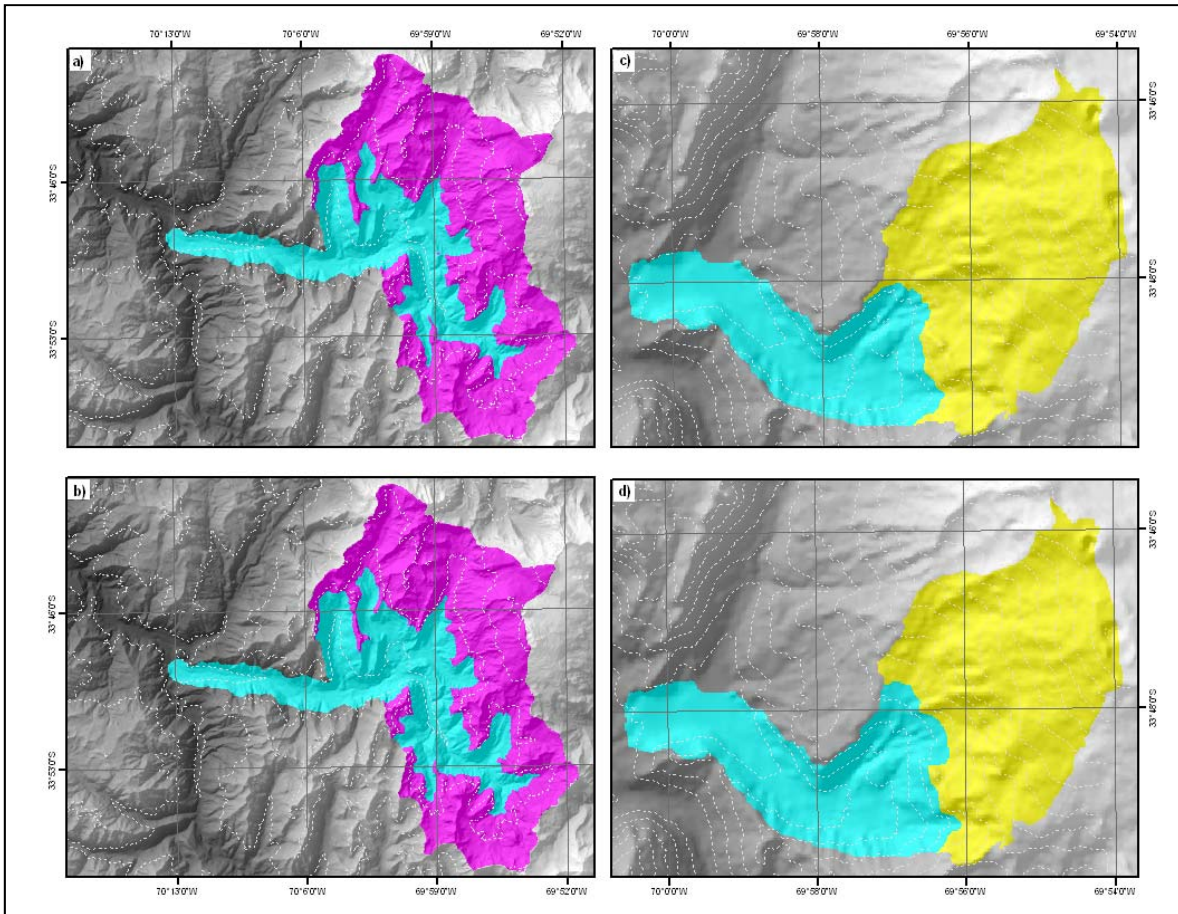


Figura 70: Reconstrucción de áreas de acumulación y ablación considerando diferentes proporciones (*ratios*) para el cálculo de las relaciones de equilibrio (BR). a) Paleoglaciador Volcán considerando razón 0,65 en violeta área de acumulación, en calipso área de ablación; b) Paleoglaciador Volcán considerando razón 0,60 en violeta área de acumulación, en calipso área de ablación; c) Paleoglaciador La Engorda considerando razón 0,65 en amarillo área de acumulación, en calipso área de ablación; d) Paleoglaciador La Engorda considerando razón 0,60 en amarillo área de acumulación, en calipso área de ablación.

Las reconstrucciones de los paleoglaciares y la consideración de diferentes proporciones permitieron calcular para cada paleoglaciador dos proporciones de equilibrio (BR) y por tanto calcular dos ELA's a través del método AABR. Los resultados de estos cálculos y estimaciones se presentan en la Tabla 18.

Es necesario recordar que la relación de AABR está dada por:

$$AABR = \frac{bnab}{bnac} = \frac{Z acAac}{Z abAab} \quad (17)$$

Donde, *ac* y *ab* se refieren a las áreas de acumulación y ablación respectivamente, *bn* son los gradientes de balance de masa, *A* es el área y *z* la altitud media ponderada del área. Este método asigna peso a la contribución del balance de masa en relación a la ELA.

**Tabla 18: Estimación de ELA's aplicando el método AABR con diferentes relaciones de equilibrio o Balance Ratio [BR], considerando diferentes proporciones de área de Acumulación y Ablación o proporciones 0,60 y 0,65, para las cuencas paleoglaciares Volcán y La Engorda.**

| <i>Paleoglaciar<br/>Nombre/Porcentaje</i> | <i>bnac<br/>(m<sup>2</sup>)</i> | <i>bnab<br/>(m<sup>2</sup>)</i> | <i>Z acAac<br/>(m)</i> | <i>ZabAab<br/>(m)</i> | <i>BR</i> | <i>ELA método<br/>AABR<br/>(m)</i> |
|---|---------------------------------|---------------------------------|------------------------|-----------------------|-----------|------------------------------------|
| Volcán ratio 0,65                         | 289763186                       | 151164704                       | 3917                   | 2522                  | 2.977     | 3064                               |
| Volcán ratio 0,60                         | 270373931                       | 170553959                       | 3968                   | 2601                  | 2.418     | 3164                               |
| Engorda ratio 0,65                        | 22934070                        | 12111241                        | 4518                   | 2886                  | 2.964     | 3544                               |
| Engorda ratio 0,60                        | 21167970                        | 13877341                        | 4604                   | 2963                  | 2.370     | 3644                               |

**Fuente: Elaboración propia a partir de reconstrucción cuencas paleoglaciares.**

Los BR's son indicadores de gradientes equivalentes de acumulación y ablación. Los valores obtenidos para los paleoglaciares El Volcán y La Engorda están sobre 2, incluso para El Volcán y La Engorda considerando una proporción de 0,65 el valor es cercano a 3, lo indica que existe y existió un índice alto de ablación con máximos en la estación de verano donde las tasas se deben elevar considerablemente, estos valores están reportados por Benn & Gemmell (1997); Benn & Evans (1998); Benn & Lehmkuhl (2000) para glaciares tropicales y marítimos de latitudes medias, lo que no corresponde al ambiente actual de los valle de La Engorda y Volcán. Sin embargo, el balance de masa del glaciar Echaurren localizado en el valle de El Yeso indica que efectivamente existe una tendencia a la ablación y al balance de masa negativo, lo que se intensifica en temporadas estivales, donde las temperaturas aumentan considerablemente y las precipitaciones son escasas o nulas. Las alturas a las que se encontraban estos paleoglaciares establecen un ambiente en el que las temperaturas pueden no ser tan elevadas debido al enfriamiento adiabático ( $0,65^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ) y generar un ambiente con menor amplitud térmica como los existentes en los trópicos y en ambientes con influencia marítima.

Las ELA's resultantes de la aplicación del método AABR (Tabla 18) presentan valores sobre los 3000 m s.n.m y se observan diferencias de 100 metros para cada paleoglaciar al variar las proporciones en 5% (de 0,60 a 0,65). La elevación de la ELA, considerando que sólo se reduce un 5% el área de acumulación, estaría relacionada con la influencia del enfriamiento adiabático.

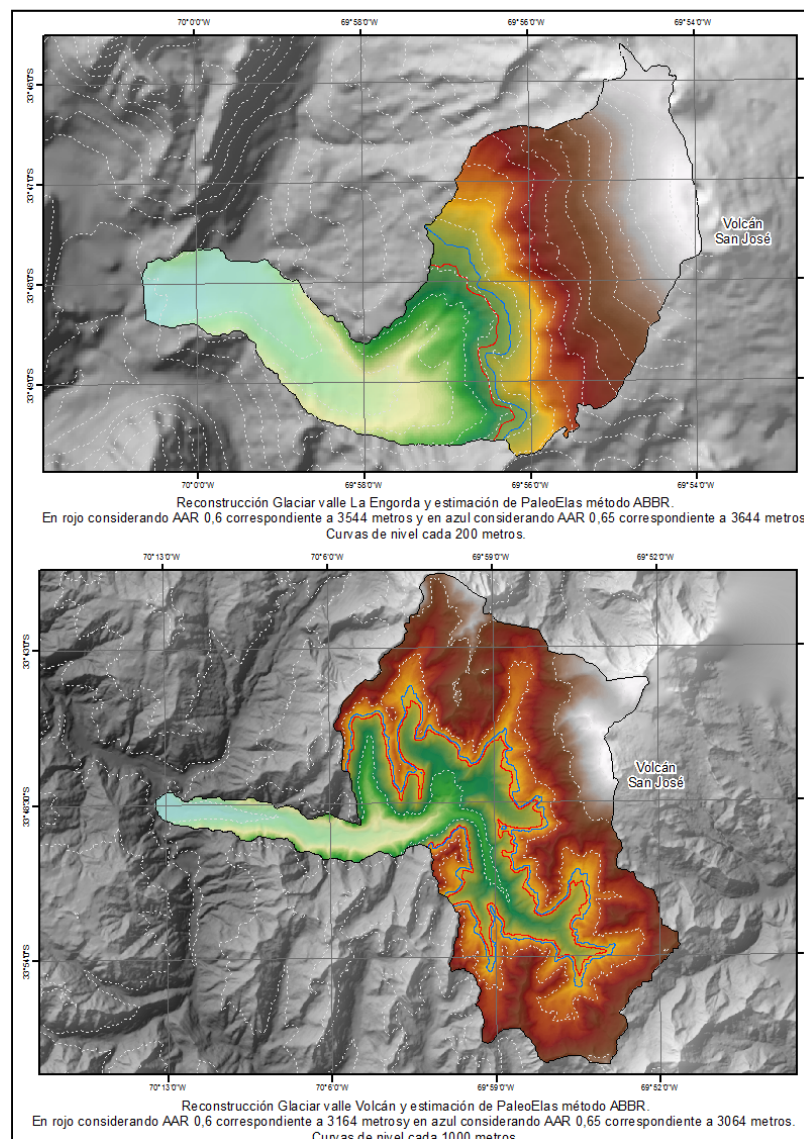
Es importante considerar factores locales que fortalecen la elevación abrupta de la ELA: a) la existencia de un control tectónico y el alzamiento de la cordillera de Los Andes, en particular con el crecimiento del edificio volcánico del San José generan condiciones topográficas abruptas que no favorecen la existencia de mantos de hielo profundos; b) la acción de los vientos glaciales o catabáticos, especialmente intensos en zonas cordilleranas y de relieve abrupto como el de los valles analizados, condicionan el transporte y redistribución de nieve a través del glaciar, lo que podría fortalecer las condiciones de bajos espesores en los paleoglaciares y generar áreas de acumulación especialmente delgadas producto de la fuerte pendiente y la acción erosiva de los vientos glaciales.

Ambas condiciones favorecerían la elevación abrupta de la ELA al variar en un 5% las áreas de acumulación, si los paleoglaciares presentaban zonas de acumulación delgadas y pobre cobertura de nieve asociada a la acción de vientos locales. Los glaciares estaban expuestos a condiciones altamente adversas, con escasa cobertura nival aislante y en superficies fuertemente escarpadas, lo que fortalece la idea de mayor sensibilidad a cambios pequeños en las áreas de acumulación y ablación que generen cambios abruptos en las ELA's.

La distribución espacial de las ELA's para cada paleoglaciar se puede observar en la Figura 71, los colores oscuros e intensos (amarillos y pardos) representan áreas más escarpadas y de mayores alturas, por su parte los colores más tenues (verdes) representan zonas menos elevadas, esta

representación permite confirmar que las zonas de acumulación de ambos paleoglaciares se encuentran en sectores con fuertes pendientes lo que se asocia a un menor espesor de los cuerpos de hielo. Al mismo tiempo, se muestran en la figura los valles y zonas bajas por los que se habrían canalizado los flujos de viento provenientes de las partes más altas. Para el caso específico del paleoglaciario el Volcán se cuentan 6 valles importantes, desde las distintas zonas de la cuenca. Cada valle habría encausado los vientos catabáticos locales para finalmente confluir en el valle principal del actual río Volcán.

La comparación de la posición de las ELA's modernas y paleo-ELA's correspondientes al LGM y LLGM aplicando el método AABR se presenta en la Figura 72.



**Figura 71: Estimación de ELA's utilizando método AABR para paleoglaciares La Engorda (arriba) y Volcán (abajo). Diferentes ELAs calculadas a partir de proporciones de 0,60 y 0,65 entregan como resultado variaciones de 100 metros para cada relación Acumulación/Ablación.**

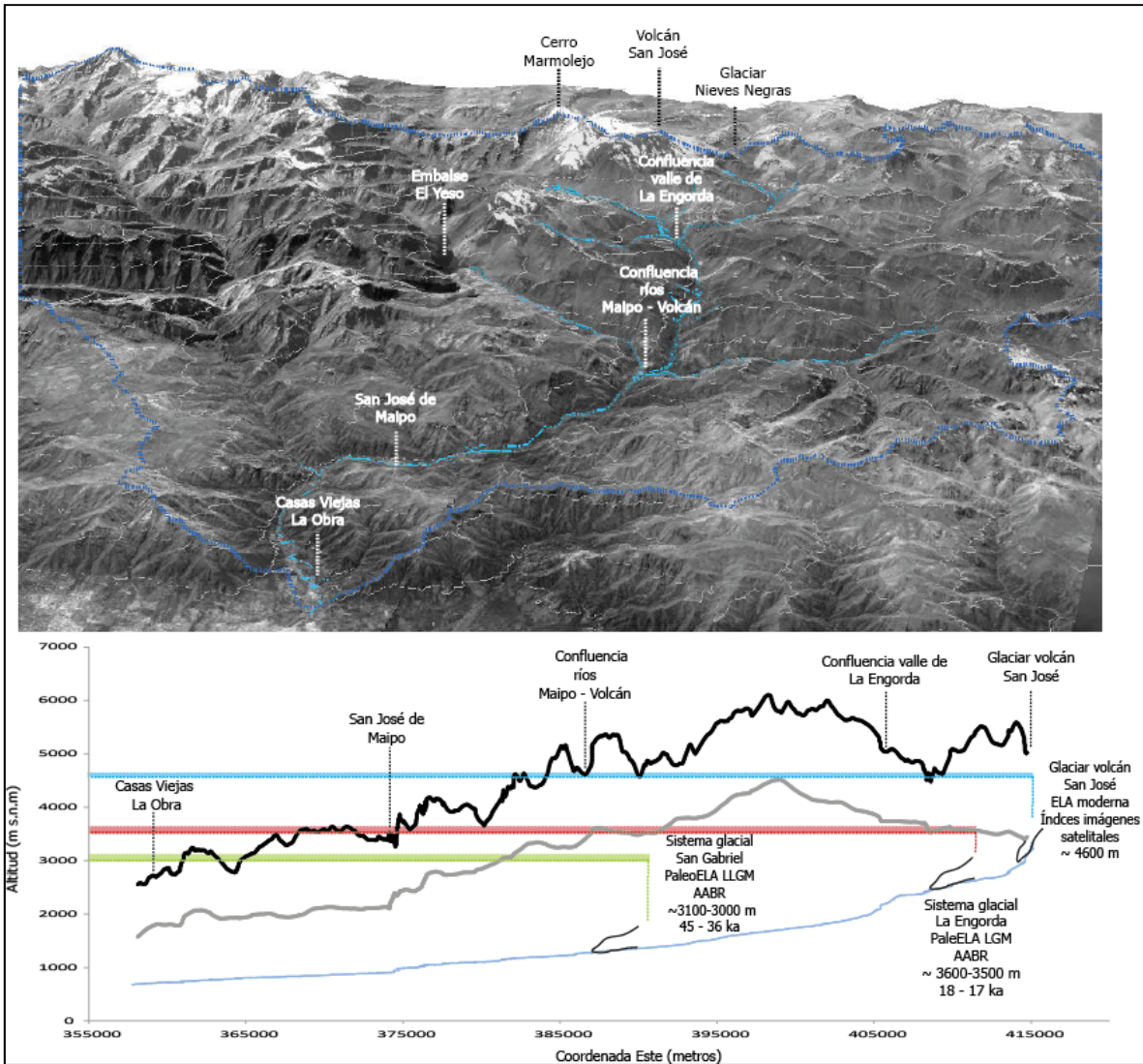


Figura 72: Comparación de posiciones de ELA's, en azul Altura de Líneas de Equilibrio moderna, en rojo posición de ELA durante el LGM, en verde estimación de ELA durante al LLGM, utilizando el método AABR considerando proporciones 0,60 - 0,65 entre el área de acumulación y área total.



### 5.2.3 Método THAR ("Terminus Headwall Altitude Ratio")

El método THAR asume que cuando se produjo la máxima extensión de hielo en los paleo-valles analizados existió una relación constante entre la altitud del frente (*terminus*) y la cabecera (*headwall*) de los paleoglaciares (Figura 73). Ya que es muy difícil establecer el punto más alto que alcanzó el hielo, se toma como referencia la altitud de las cumbres más altas bajo las cuales se desarrolló el glaciar reconstruido. La relación queda expresada a través de la proporción THAR, el que comúnmente se considera como una constante THAR=0,5 (Porter, 2001; Lohse, 2010), como los glaciares subtropicales se basan en la proporción 2:1 lo que equivale a 0,60 - 0,67, se consideró también un THAR=0,60 en el cálculo (Tabla 19).

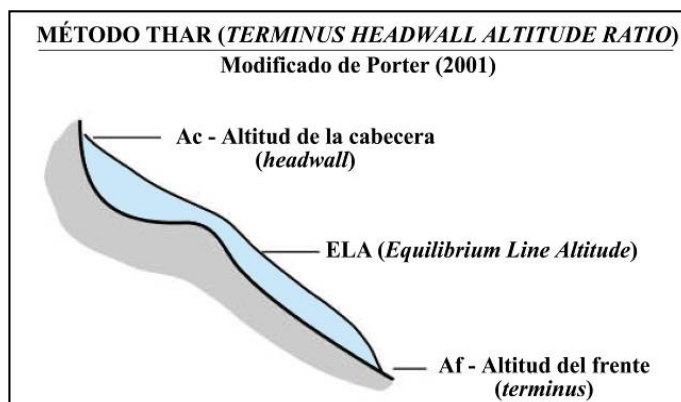


Figura 73: Esquema del método THAR (Terminus Headwall Altitude Ratio). Modificado de Porter (2001).

Conocidas las altitudes de la cabecera y del frente de los paleoglaciares y proporción THAR, la ELA se puede estimar resolviendo la ecuación de Porter (2001):

$$ELA = T + THAR (H - T) \quad (18)$$

Donde,

ELA = Altura de la Línea de Equilibrio (metros)

THAR = Relación entre las altitudes de la cabecera y el frente del glaciar o paleoglaciar

T = Altitud del frente del glaciar o paleoglaciar (metros)

H = Altitud de la cabecera del glaciar (metros)

Tabla 19: Estimación de ELA's aplicando el método THAR con diferentes proporciones de área de Acumulación y Ablación o proporciones 0,60 y 0,50, para las cuencas paleoglaciales Volcán y La Engorda.

| ELA THAR | Paleoglaciar Volcán T | Paleoglaciar Volcán H | ELA Volcán THAR 0,60 | ELA Volcán THAR 0,50 | Paleoglaciar Engorda T | Paleoglaciar Engorda H | Paleoglaciar Engorda THAR 0,60 | Paleoglaciar Engorda THAR 0,50 |
|----------|-----------------------|-----------------------|----------------------|----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| m s.n.m  | 1319                  | 5887                  | 4060                 | 3603                 | 2504                   | 5635                   | 4383                           | 4070                           |

Fuente: Elaboración propia a partir de reconstrucción de cuencas paleoglaciales.

La ventaja de este método es la consideración de parámetros simples para su definición, ya que sólo se necesitan los promedios de las alturas máximas, correspondientes a las cumbres más altas

de las paleocuecas reconstruidas y las medias aritméticas de los puntos más bajos de las mismas. Sin embargo, uno de los principales problemas que surge es la incertidumbre geomorfológica, ya que la erosión de las formas morrénicas puede distorsionar el resultado. A su vez, Kurowski (1981) y Fielding (1908) determinaron que este método sobreestima los valores de las ELA's, debido a que la ablación disminuye con la altura más rápido de lo que aumenta la acumulación y en consecuencia, la ELA en glaciares de valle de latitudes medias, se sitúa por debajo de la altitud media del glaciar, parámetro en el que se basa el método THAR. Más tarde, Finsterwalder (1953), modificó el método mediante una función parabólica que mejoró la relación ablación/acumulación.

Las diferencias en las ELA's considerando diferentes THAR (0,50 y 0,60) sobrepasan los 300 metros e incluso para el paleoglaciar El Volcán llega a más de 400 metros de diferencia entre ELA's, lo que confirmaría la tendencia de sobreestimación de este método.

La comparación de la posición de las ELA's modernas y paleo-ELA's correspondientes al LGM y LLGM aplicando el método THAR se presenta en la Figura 74.

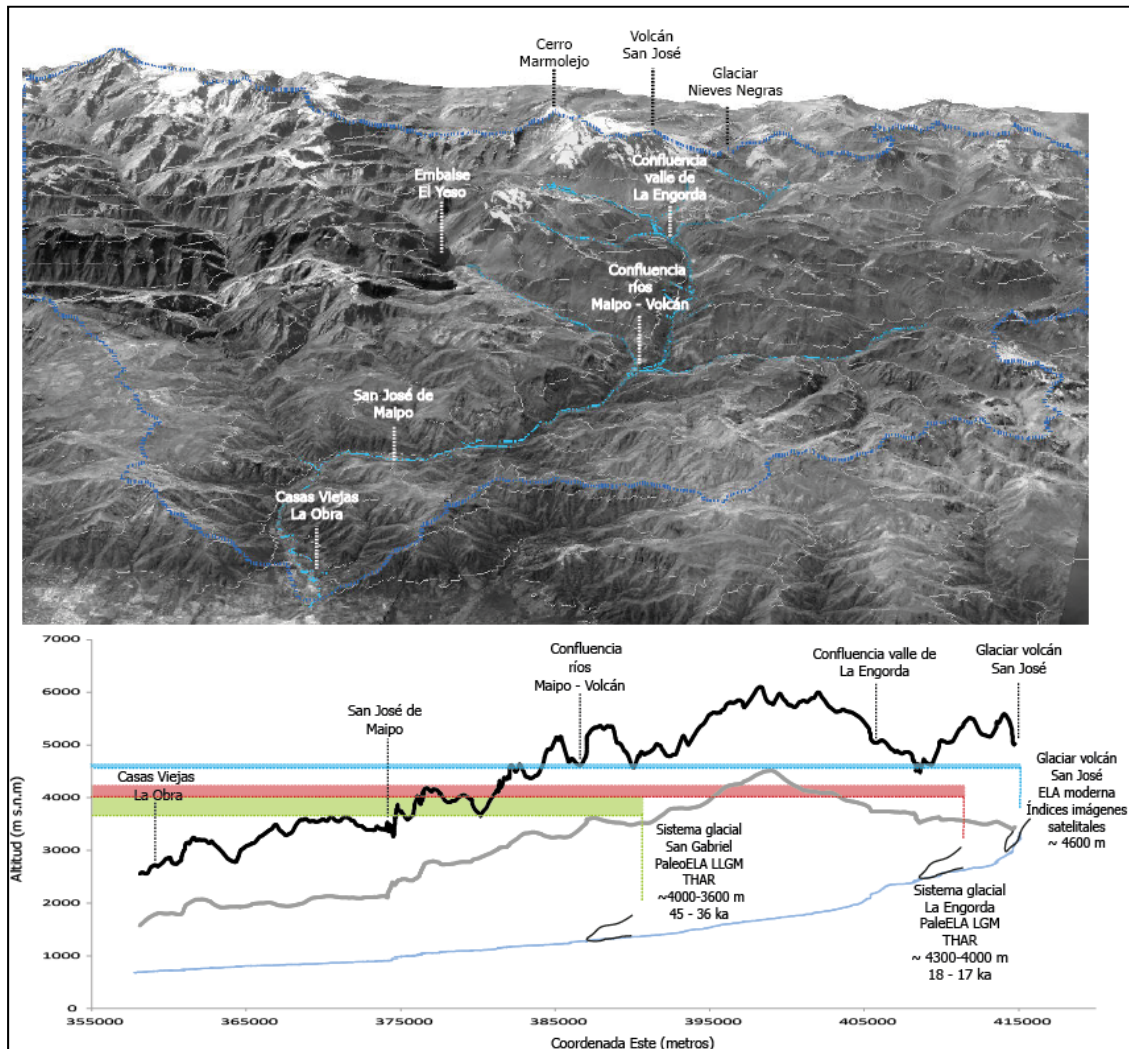


Figura 74: Comparación de posiciones de ELA's, en azul Altura de Líneas de Equilibrio moderna, en rojo posición de ELA durante el LGM, en verde estimación de ELA durante al LLGM, utilizando el método THAR considerando proporciones 0,50 - 0,60 entre el área de acumulación y área total.

## 5.2.4 Comparación de métodos

La Tabla 20 resume los métodos aplicados para estimar ELA's y los rangos de valores obtenidos para las alturas de las líneas de equilibrio considerando los resultados máximos y mínimos de cada método de acuerdo a los parámetros utilizados en cada caso.

Tabla 20: Comparación de métodos de estimación de ELA's para las cuencas paleoglaciales Volcán y La Engorda.

| <b>Método<br/>Estimación<br/>ELA</b> | <b>Paleoglacial<br/>Volcán<br/>rango <math>\Delta</math></b> | <b>Paleoglacial<br/>La Engorda<br/>rango <math>\Delta</math></b> |
|--------------------------------------|--|--|
| AAR                                  | ~3400-3250   | ~3600-3400   |
| AABR                                 | ~3100-3000   | ~3600-3500   |
| THAR                                 | ~4000-3600   | ~4300-4000   |

Fuente: Elaboración propia a partir de la aplicación de métodos de estimación de paleo-ELA's, específicamente de los métodos: AAR, AABR y THAR.

Los valores obtenidos a través de los métodos AAR y AABR no presentan grandes diferencias y es en el paleoglacial Volcán donde se presentan las mayores distancias altitudinales entre las ELA's resultantes de la aplicación del AAR y AABR. Las ELA's de estos dos métodos están dentro del rango altitudinal ~3000-3600 m s.n.m, muy por debajo de los ~4000 m s.n.m que se estiman aplicando el método THAR. Las similitudes de los valores de las ELA's de los métodos AAR y AABR y sus grandes diferencias con las alturas de las líneas de equilibrio estimadas con el método THAR confirman la tendencia a sobreestimar los valores (Kurowski, 1981; Fielding, 1908) y por tanto se presentan elevaciones mayores, que en general sobrepasan los 4000 m s.n.m.

Considerando como base un descenso de las ELA's de aproximadamente 1000 metros entre el LGM y la actualidad (Chiu, 1991; Clapperton, 1994; Espizúa, 2002; Ruddiman, 2008), las estimaciones derivadas de los métodos AAR y AABR resultan ser más consistentes que los valores obtenidos a través de la aplicación del método THAR. Lo anterior robustece lo establecido por Kurowski (1981) y Fielding (1908) en relación a la sobreestimación de las ELA's determinadas con el método THAR.

### 5.3 Implicancias paleoclimáticas

La ausencia de estudios geocronológicos de las glaciaciones en Los Andes subtropicales de Chile no permite realizar correlaciones directas de las edades presentadas en este trabajo con datos previos. Es por este motivo que se consideraran los sistemas glaciales identificados y estudiados por Espizúa (1993, 2005) en Los Andes argentinos como parámetro de comparación.

Las investigaciones de Espizúa (1993, 2005) establecen la existencia de sistemas glaciales denominados *Drift* (Figura 75), los cuales fueron estudiados a través de métodos multicriterio que incluyen meteorización de las rocas, frescura, exfoliación, desintegración, coherencia, angularidad, barniz, desarrollo de suelo y ángulo de inclinación distal de morrenas, apoyados con estudios estratigráficos y dataciones absolutas de depósitos no glaciales, en los valles de los ríos Mendoza (~32°S) y el río Grande (~35°S).

| VALLE DEL RIO MENDOZA<br>Lat. 32°45'S.<br>Bengochea et al, 1987; Espizua, L.E., 1993 |                                      |  | VALLE DEL RIO GRANDE<br>Lat. 35°S.<br>Espizua, L.E., 1994 |               | NORTE AMERICA            |   |                       |
|--|--------------------------------------|--|---|---------------|--------------------------|---|-----------------------|
|  | DRIFTS                               | EDAD ABSOLUTA                                      | DRIFTS  | EDAD ABSOLUTA |                          |   |                       |
| H<br>O<br>L<br>O<br>C<br>E<br>N<br>O   | AVANCES NO DIFERENCIADOS             |  |   |               | NEOGLACIAL               |   |                       |
|  | CONFLUENCIA                          |  |   |               |                          |   |                       |
| P<br>L<br>E<br>I<br>S<br>T<br>O<br>C<br>E<br>N<br>O                                  | ALMACENES                            |  | Turba -----><br>VALLE HERMOSO III                         | 10.560 ± 140  | ULTIMA<br>GLACIACION     | Z<br>-<br>I<br>M<br>O<br>S<br>I<br>C<br>O | Tardío Glacial        |
|  | Travertino -----><br>HORCONES        | 9.700 ± 5.000                                      | Turba -----><br>VALLE HERMOSO II                          | 13.560 ± 90   |                          |   | Ultimo Máximo Glacial |
|  | Travertino -----><br>PENITENTES      | 22.800 ± 3.100<br>24.200 ± 2.000<br>38.300 ± 5.300 | VALLE HERMOSO I   |               |                          |   | Temprano              |
| E<br>N<br>O  | PUNTA DE VACAS                       |  | SEGURO  |               | PENULTIMA GLACIACION     | ILLINOIS                                  |                       |
|  | Ceniza volcánica -----><br>USPALLATA | 360.000 ± 36.000                                   |   |               | PRE PENULTIMA GLACIACION | PRE-ILLINOIS                              |                       |




|   |  |  |
|---|--|--|
|  Th 230 / Th 232 |  Trazas de fisión |  C14 |
|---|--|--|

Figura 75: Estratigrafía glacial del valle del río Grande y correlación tentativa de la secuencia glacial con la del valle del Mendoza. Espizúa & Bigazzi (1998).

De estos sistemas glaciales, tres de ellos corresponderían al Pleistoceno tardío, los cuales serían, considerando los del valle del río Mendoza y aquellos correspondientes al río Grande, Penitentes - Horcones - Almacenes y Valle Hermoso I - Valle Hermoso II - Valle Hermoso III, respectivamente,

el orden de los sistemas considerando sus edades relativas y se nombran de más viejo a más joven. De acuerdo a estas edades Espizúa (2004) interpreta que el avance Valle Hermoso I podría atribuirse a los inicios de la glaciación de Wisconsin (identificada en Norte América) lo que correspondería a MIS4 ~ 65 ka BP, por su parte, el sistema Valle Hermoso II estaría vinculado a LGM global y el Valle Hermoso III a un evento tardiglacial. Estos avances y sus edades relativas podrían correlacionarse con los *Drift* del Valle del río Mendoza: Penitentes, Horcones y Almacenes respectivamente.

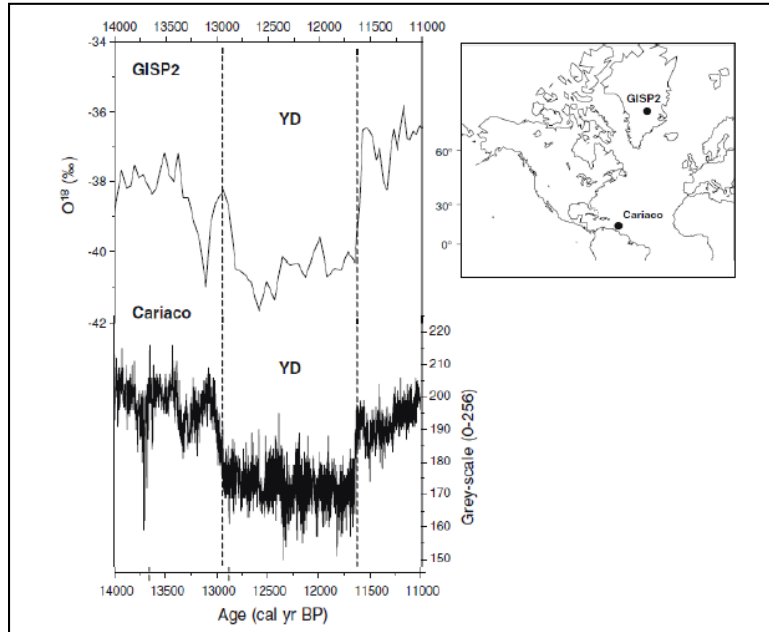
Dataciones en sedimentos no glaciales depositados sobreyaciendo a los materiales del sistema Penitentes (valle río Mendoza), entregan edades de  $31.000 \pm 3100$  y  $38.300 \pm 5300$  años BP, utilizando métodos de termoluminiscencia aplicado en granos finos de cuarzo y series de Uranio aplicado en travertinos, respectivamente. Estas fechas son consistentes con las obtenidas en el sistema glacial de San Gabriel (valle río Volcán) y corresponden a eventos relacionados con el LLGM, es decir, con un Máximo Glacial Local Temprano. Estos hallazgos concuerdan también con el planteamiento de Zech et al. (2008) y la idea de un avance temprano de los sistemas glaciales en torno a los  $\sim 33^{\circ}\text{S}$  producto de un aumento de las condiciones de humedad y consecuentemente de las precipitaciones.

Estos registros implican avances previos al Último Máximo Glacial evidenciados a barlovento y sotavento de la cordillera de Los Andes, en el flanco oeste de la cordillera de Los Andes. Específicamente en el valle del río Volcán en el sistema glacial San Gabriel, se habría producido entre los 45-36 ka BP (este trabajo) y en el flanco este de la cordillera, en el valle del río Mendoza específicamente en el *Drift* Penitentes, en algún momento antes de los 40 ka BP (Espizúa, 1999).

Las edades OSL a partir de granos de cuarzo en sedimentos no glaciales localizados estratigráficamente entre los depósitos de los *Drift* de Horcones y Almacenes, entregan fechas de  $15.000 \pm 2100$  años BP. Esto se interpreta como un evento o intervalo no glacial restringido en este período, lo que indicaría que los depósitos del *Drift* Horcones correspondería a un evento anterior a los 15 ka BP y las morrenas de Almacenes se asociarían a eventos posteriores a las  $\sim 15$  ka BP (Espizúa, 1999). Por otra parte, registros en el valle del río Grande ( $\sim 35^{\circ}\text{S}$ ), presentan edades de  $\sim 13$  ka BP, obtenidos de depósitos no basales de turba en un pantano dentro de los límites del sistema morrénico Valle Hermoso II. Estas fechas pueden correlacionarse con los hallazgos en el sistema glacial de La Engorda, en el valle del río Volcán, en el que se obtuvieron edades de  $\sim 24$ , 18 ka BP para el depósito morrénico exterior asociado a un primer pulso de reavance del sistema,  $\sim 17$  ka BP en un bloque localizado en la zona intermorrénica y  $\sim 20$ , 10 ka BP para la morrena interior asociada al segundo pulso del avance en el valle de La Engorda.

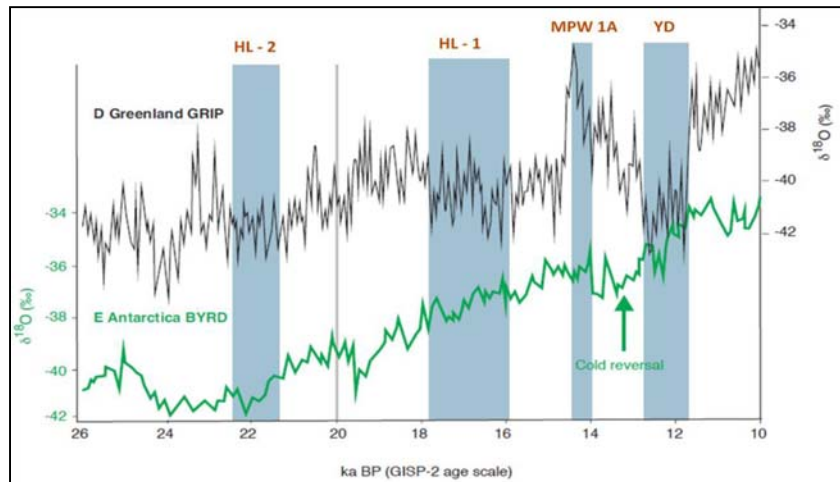
Espizúa (1999) interpreta el avance de Horcones como el avance que cierra los registros de la Última Glaciación, por su parte Almacenes representaría un estadio de estabilidad o bien un reavance cercano a los  $\sim 14$  ka BP o entre los  $\sim 11$ -10 ka BP, los que serían sincrónicos con los avances del *Drift* Valle Hermoso III (río Grande  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ ). Estas edades serían equivalentes a las obtenidas en depósitos de turba basales ( $\sim 10$  ka  $\pm$  140 BP), las que están relacionadas con las morrenas Torrecillas (Espizúa & Bigazzi, 1998) en el valle del río Salado  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ ; estos registros concuerdan con las edades más jóvenes obtenidas en depósitos morrénicos y proglaciales en el valle de La Engorda y entregan fechas de  $\sim 10$  y  $\sim 8$  ka BP, lo que en este trabajo se ha interpretado como evidencias del *Younger Dryas*. El *Younger Dryas* (YD) corresponde a un enfriamiento abrupto breve a nivel global entre los  $\sim 12$ -11 ka BP, escasamente registrado en la zona subtropical del Hemisferio Sur. El YD debe su nombre a la flor *Dryas octopelata*, pálida flor amarilla, típica de la tundra, que reapareció en el sur de Europa colonizando sectores antes poblados por árboles, su corta duración (aproximadamente 1200 años) es uno de los principales obstáculos para su datación (Ruddiman, 2008).

Aún no se determina si la ocurrencia del *Younger Dryas* corresponde a un cambio a nivel global o sólo estaría restringido al Hemisferio Norte. Boes & Fagel (2008) establecen la influencia del *Younger Dryas* en el Hemisferio Norte comparando reconstrucciones de testigos de hielo de Groenlandia y testigos marinos del mar de Cariaco en la costa venezolana (Figura 76). Al mismo tiempo, evidencia entre los 0° y 9°N, permite distinguir la ocurrencia del *Younger Dryas* (Rodbell et al., 2009) en el Hemisferio norte.



**Figura 76: Comparación entre reconstrucciones de testigos de hielo de Groenlandia (GISP2) y reconstrucción de sedimentos marinos de Cariaco, costa venezolana. Se observa concordancia entre ambos proxys demostrando el carácter hemisférico del YD (Boes & Fagel, 2008).**

Comparación de testigos de hielo de Groenlandia y Antártica establecen una asincronía o anticorrelación entre las fases de enfriamiento y calentamiento entre ambos hemisferios (Labeyrie et al., 2003) (Figura 77). Sin embargo, aún se discute sobre la ocurrencia de fenómenos de cambios abruptos en latitudes medias del Hemisferio Sur. Un ejemplo de ello es el trabajo de Newnham et al. (2011) quien a través de análisis de testigos de sedimentos y reconstrucciones de temperatura en base a registros polínicos en Nueva Zelandia estimaron una señal del Antarctic Cold Reversal (ACR) en la Isla del Sur, mientras que en los testigos en la Isla del Norte muestra una débil señal del *Younger Dryas* (YD).



**Figura 77:** Comparación de testigos de hielo de Groenlandia (arriba en negro) y Antártica (abajo en verde) evidenciando anticorrelación en el tardiglacial, más notorio para el *Younger Dryas* (Labeyrie et al., 2003).

En el Norte de Chile, en Los Andes tropicales, Zech et al. (2007) a través de dataciones cosmogénicas estimó una serie de avances glaciares entre 13 y 11 ka BP, los cuales asocia a los periodos ACR y YD. Los registros en el Cordón Doña Rosa (31°S) indican la presencia de avances glaciares asociados a ACR/YD, vinculados con la disminución de la radiación directa en el verano austral y aumento de la radiación directa en invierno. La disminución de la radiación directa permite que los montos de ablación sean menores, mientras que el calentamiento en invierno se traduce en un mayor aporte de humedad desde el océano con el consiguiente aumento de la precipitación y por ende acumulación en los glaciares.

Por su parte, en el sur de Chile (39° a 43° S), los registros demuestran la existencia del YD, a través del análisis de muestras de polen en la Región de Los Lagos, específicamente en el Canal de la Puntilla, Huelmo y Lago Condorito, localizados en los 41° S aproximadamente (Moreno et al., 2001). Estas evidencias sugieren un período de enfriamiento entre los 12,2 ka BP y 11,4 ka BP, en el cual se presentan fluctuaciones climáticas sincrónicas al Hemisferio Norte, sugiriendo que la atmósfera es el control primario del clima después de la Última Glaciación (Moreno et al., 1999, 2001). Una de las evidencias más importantes a favor de la ocurrencia de un período de enfriamiento alrededor de los 11 ka BP, son los resultados de dataciones radiocarbono realizadas por Hajdas et al. (2003) en Huelmo (41° 31' S, 73° W) y el Lago Mascardi (41° 08' S, 71° 34' W) el cual corresponde a un lago proglacial que se encuentra a 15 km del glaciar del Monte Tronador. Ambas dataciones revelan un comportamiento similar al Hemisferio Norte, con características climáticas similares a las actuales entre 13 y 12,2 ka BP, seguido de un enfriamiento que culmina entre 11 y 10 ka BP. Análisis de varvas (Boes & Fagel, 2008) obtenidas en el lago Puyehue (40°S) refuerzan los resultados obtenidos por Hajdas et al. (2003), encontrándose evidencias del YD y su manifestación local, *Huelmo-Mascardi Cold Reversal*.

Los registros de La Engorda, resultan por tanto las primeras evidencias de la existencia del YD en Los Andes Subtropicales de Chile y constituyen un indicador clave para establecer pulsos y avances glaciares vinculados a condiciones paleoclimáticas frías, sin necesariamente un período concomitante de mayor precipitación, aunque sí favorecido por el período húmedo previo 13,5-11,5 ka BP (Valero-Garcés et al., 2005). El resumen de las evidencias de registros del YD, ACR o sin tendencia se presenta en la Figura 78.

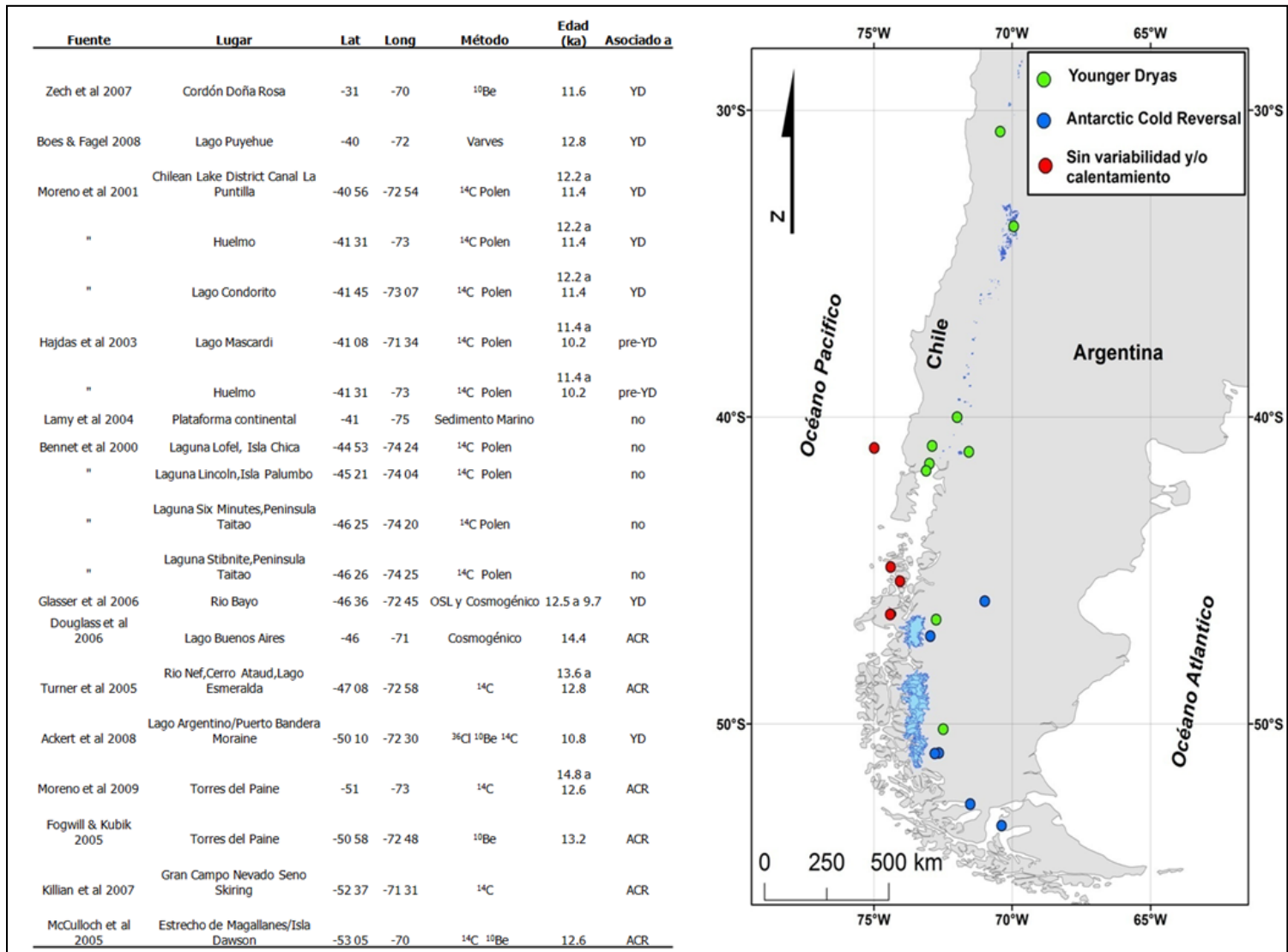


Figura 78: Mapa resumen de las investigaciones y asociaciones a eventos Younger Dryas y/o Antarctic Cold Reversal o sin asociación (Bravo & Herrera, 2012).



Las edades e interpretaciones de los depósitos morrénicos de Los Andes Subtropicales, en sus flancos este y oeste, pueden apoyarse en los análisis palinológicos de D'Antoni (1980) llevado a cabo en Rincón de Atuel (Provincia de Mendoza ~34°S), los que sugieren el aumento de la temperatura entre los ~27 y ~24 ka BP; posteriormente Markgraf et al. (1986) sugiere, basándose en el análisis de polen y diatomeas y dataciones de sedimentos lacustres con métodos de <sup>14</sup>C, que durante el período ~33-27 ka BP, existieron condiciones climáticas asociadas a un interglacial en torno a los ~40°S. Por lo tanto, los sistemas glaciales de San Gabriel (Chile) y Penitentes (Argentina) quedan como registros de avances previos a estos períodos más cálidos.

Por otra parte, Stingl & Garleff (1985), identifican en el sistema del río Atuel (~35°S) un período de glaciación "menor" que se prolongó por miles de años, durante el tardiglacial y el Holoceno temprano, lo que es consistente con la determinación de un clima más frío entre los ~24,5 ka BP y 15,5 ka BP a través de análisis de polen en la misma área (D'Antoni, 1980). Estos períodos fríos son sincrónicos con los avances observados en el valle de La Engorda, en ambos pulsos datos entre los ~24 ka BP y los ~10 ka AP, como edades máximas y mínimas de los pulsos morrénicos I y II, identificados para el sistema glacial La Engorda.

Condiciones paleoclimatológicas durante el Último Máximo Glacial (LGM) son descritas por Heusser et al. (1999), Moreno et al. (1999), Heusser (2003). Los autores señalan que los avances asociados al LGM indicarían disminuciones de temperaturas en torno a los 6-8°C; vinculados a estos descensos, se puede inferir, la existencia de pulsos húmedos. Estas condiciones húmedas concuerdan con los registros obtenidos por Valero-Garcés et al. (2005) en Laguna Tagua Tagua (~34°S). Los testigos de sedimento lacustre evidencian condiciones húmedas durante periodos glaciales antes de los 43,5 ka BP así como también desde los 40 ka BP a los 21,5 ka BP vinculados a aumentos en los niveles del lago y a la presencia de polen con taxones valdivianos de selva tropical, lo que implicaría precipitaciones ampliamente mayores que las actuales; el período entre los 42,1 ka BP a los 40,1 ka BP, estaría marcado por temperaturas más bajas y disminuciones en las condiciones de humedad.

Los aumentos de la precipitación interpretados por Valero-Garcés et al. (2005) son concordantes con los condiciones húmedas prevalecientes durante el LLGM descritas por Zech et al. (2008) y serían las responsables de la formación del sistema glacial de San Gabriel. Estos antecedentes regionales muestran avances diacrónicos de los glaciares subtropicales respecto de los glaciares patagónicos en la vertiente occidental de la cordillera de Los Andes producto de condiciones climáticas distintas (Zech et al., 2008; Denton et al., 1999).

Así mismo, estas condiciones húmedas generales entre los 40 ka BP y los 21,5 ka BP, serían las responsables de las reducidos ascensos de las ELA's entre los pulsos del LLGM o Último Máximo Glacial Local identificado en el sistema glacial de San Gabriel y el pulso del LGM o Último Máximo Glacial global identificado en el sistema glacial de La Engorda.

Los registros lacustres permiten establecer la existencia de dos períodos áridos bruscos durante 21-19,5 ka BP y 17-15 ka BP, entre los que se alternan dos intervalos húmedos correspondientes a 19,5-17 ka BP y 13,5-11,5 ka BP. Estos hallazgos son consistentes con los pulsos observados en el sistema glacial de La Engorda, donde se encontró un primer pulso, más antiguo, datado entre 24,4-18,9 ka BP que sería concordante con el período húmedo previo a los 21 ka BP, una zona intermorrénica que marca el retrocesos del paleoglacial datada en 17,2 ka BP, consistente con uno de los períodos más áridos reportado por Valero-Garcés et al. (2005) y por último un pulso morrénico interno, más joven, que marcaría el último avance glacial en el valle de La Engorda datado entre los 20,3 y 10,7 ka BP que se vincularía con los últimos intervalos húmedos observados en la Laguna Tagua Tagua.

La existencia de dos avances muy cercanos, pertenecientes al sistema glacial de La Engorda, reportando edades sincrónicas con el LGM global (~24-18 ka BP) y otras más jóvenes vinculadas al YD (~10 ka BP) serían indicadores claves en la asociación de estos avances con condiciones de mayor humedad, en desmedro de las temperaturas. Esto es avalado por el gran avance reportado para el YD cuyo frente está separado del frente vinculado al LGM global por menos de 1 km. Esto implicaría que la señal de avance del YD en Los Andes subtropicales estaría asociada principalmente a condiciones de mayor humedad (pulso húmedo registrado en Tagua Tagua entre los 13,5-11,5 ka BP) y condiciones frías globales y ampliamente reportadas para el Hemisferio Norte, que podrían estar acentuadas por el efecto de enfriamiento local asociado a erupciones volcánicas.

La cercanía de las señales LGM y YD en el sistema glacial de La Engorda revela además, que los avances prevalentes o dominantes en Los Andes subtropicales de Chile estarían asociados a un LLGM y no a un LGM. Las evidencias de un gran avance temprano en el sistema glacial de San Gabriel así lo confirman, este sistema también estaría condicionado por condiciones de humedad más que por condiciones frías (Zech et al., 2008).

Así mismo, el limitado desarrollo de los avances vinculados al LGM, restringido al sector de La Engorda, implicarían condiciones generales de mayor aridez que los asociados al LLGM y YD. Las condiciones frías globales reportadas para el período del LGM no serían gravitantes en el desarrollo de glaciares, al menos, en la zona central de Chile, lo que conjugado a condiciones más áridas, limitaron el desarrollo glacial a las zonas altas de la cuenca del río Volcán, en el sistema glacial de La Engorda. Las condiciones de menor humedad en el LGM, implicarían por tanto, un desplazamiento de los *Westerlies*.

En el sector argentino de Las Leñas, Wäger (2010), propone un avance del sistema glacial gatillado por bajas temperaturas combinadas con pulsos de humedad mayores, como los reportados para MIS2 y MIS3 (~40-28 ka BP), atribuidos a la acción de los *Westerlies*. De acuerdo al modelo aplicado es más probable que el sistema glacial de Las Leñas sea sincrónico con avances del LLGM.

Los avances vinculados a MIS3 (~ 40-28 ka BP) son concordantes con los reportes de los sedimentos lacustres y el nivel del lago en el sector de Laguna de Tagua Tagua y a su vez, coinciden con la insolación mínima de verano en el hemisferio sur (Valero-Garcés et al., 2005). Esto estaría apoyado por Singer et al. (2000), quien sugirió un retiro de hielo entre ~25,6 - 23,3 ka BP en Laguna de Maule (~ 36 °S), asociado a un LLGM temprano.

Las extensiones y edades reportadas en los sistemas glaciales San Gabriel y La Engorda (este trabajo) revelan estadios húmedos vinculados a los avances del LLGM y YD, así como un período más seco asociado al retroceso por disminución de humedad entre los 21,000-19,500 años BP (Valero-Garcés et al., 2005) que habría hecho retroceder a los cuerpos de hielo desde su posición máxima identificada en el sistema glacial de San Gabriel hasta el sistema glacial de La Engorda aproximadamente 1400 metros. Estas condiciones de menor humedad son las responsables de la señal más seca o de mayor aridez del LGM en Los Andes de Chile central.

Las indicaciones de condiciones de humedad reportadas para Los Andes subtropicales, su relación con registros costeros de los 27° y 33° S y los estadios glaciales en las vertientes este y oeste de la cordillera entre los 32°-35° S se presentan en la Figura 79. En general existe buena correlación entre los distintos sectores y proxies utilizados en la determinación de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales; sin embargo, existen diferencias notables en algunos

períodos, lo que se relaciona con las diferencias de ambientes (costeros, interiores o cordilleranos) estudiados y posiblemente también a las diferencias entre los métodos aplicados en cada caso. La reconstrucción de condiciones de aridez para la zona costera del norte de Chile (27° S) desarrollada por Stuu & Lamy (2004), se basa en métodos que caracterizan eventos de aridez continental de acuerdo al tamaño de grano y su clasificación. La caracterización de los sedimentos se realiza a través de la aplicación del modelo end-member, el cual permite diferenciar entre polvo de eólico grueso, polvo eólico fino y barro fluvial. La relación entre depósitos eólicos y fluviales y las proporciones de estas razones constituyen los parámetros utilizados para evaluar la mayor o menor aridez; la base de esta reconstrucción paleoclimática es que la fracción terrígena de los sedimentos del testigo costero del norte de Chile (27°S) es de origen eólico y provienen de la zona seca o árida Chile, los cuales son llevado hacia el SE del Pacífico por los vientos Alisios, por su parte, los sedimentos de origen hemipelágico son transportados por ríos hacia SE del Pacífico.

Otra consideración al método y análisis de Stuu & Lamy (2004), es la extensión del testigo del norte de Chile (27°S), el cual permite realizar una interpretación de las condiciones de aridez hasta los 35 ka BP; la reconstrucción de la serie de tiempo hasta los 120 ka BP se basa en la interpolación lineal de series de tiempo entre los 10 - 117 ka BP con intervalos de 1 ka BP.

Los antecedentes anteriores sugieren que los resultados de Stuu & Lamy (2004) pueden insuficientes para sustentar cambios en la aridez. Así mismo, el concepto de aridez no es definido consistentemente y parece no ser concluyente al momento de definir si estos cambios se refieren a mayor/menor precipitación, aumento/disminución de humedad atmosférica (por ejemplo neblinas costeras), u otra fuente.

El registro marino de alta resolución y sus implicancias paleoclimáticas en latitudes medias de Chile (33°S) de Lamy et al. (1999) incluido en el análisis de Valero-Garcés et al. (2005) y en la Figura 79 presenta una mayor consistencia metodológica que el aplicado en el norte de Chile a los 27°S (Stuu & Lamy, 2004), ya que considera la determinación del tamaño de grano de los sedimentos y análisis mineralógico del material utilizando difracción de rayos X; sin embargo, las interpretaciones sedimentológicas e implicancias paleoclimáticas tienen como límite temporal los 28 ka BP, lo que es insuficiente para realizar la correlación con las registros del Pleistoceno tardío de glaciaciones en Los Andes de Chile y Argentina.

Los antecedentes paleoclimáticos (polen,  $\delta^{18}\text{O}$  y facies sedimentarias) en Laguna Tagua ~ 34° S (Valero-Garcés et al., 2005) incluidos en la Figura 79 presentan una buena correlación con los registros de avances y retrocesos glaciales documentados en el presente trabajo. El registro de Valero-Garcés et al. (2005) permite una reconstrucción paleoclimática y de paleoambientes que abarca todo el período Pleistoceno tardío-Holoceno estudiado en esta tesis. Los resultados de Tagua Tagua son consistentes y permiten una buena correlación con los hallazgos e interpretaciones de sistemas glaciales en Los Andes de Chile y Argentina central.

Los métodos aplicados en la interpretación y registro de eventos glaciales en la vertiente este de la cordillera de Los Andes, se basan en análisis geomorfológicos y mineralógicos. La aplicación de métodos geocronológicos se realiza a sedimentos no glaciales depositados sobre o entre materiales asociados a los *Drift* identificados por Espizúa & Bigazzi (1998) y Espizúa (1999, 2004, 2005). Considerando estas cronologías absolutas se asignan edades relativas a los depósitos glaciales a través de extrapolación simple (desde depósitos no glaciales a depósitos glaciales), es decir, no existen edades absolutas para morfologías glaciales en Los Andes argentinos.

La reconstrucción y delimitación temporal de eventos glaciales en Los Andes de Argentina a través de dataciones de materiales no glaciales, se considera válido, asumiendo para ello, métodos de datación relativa y correlaciones de edades.

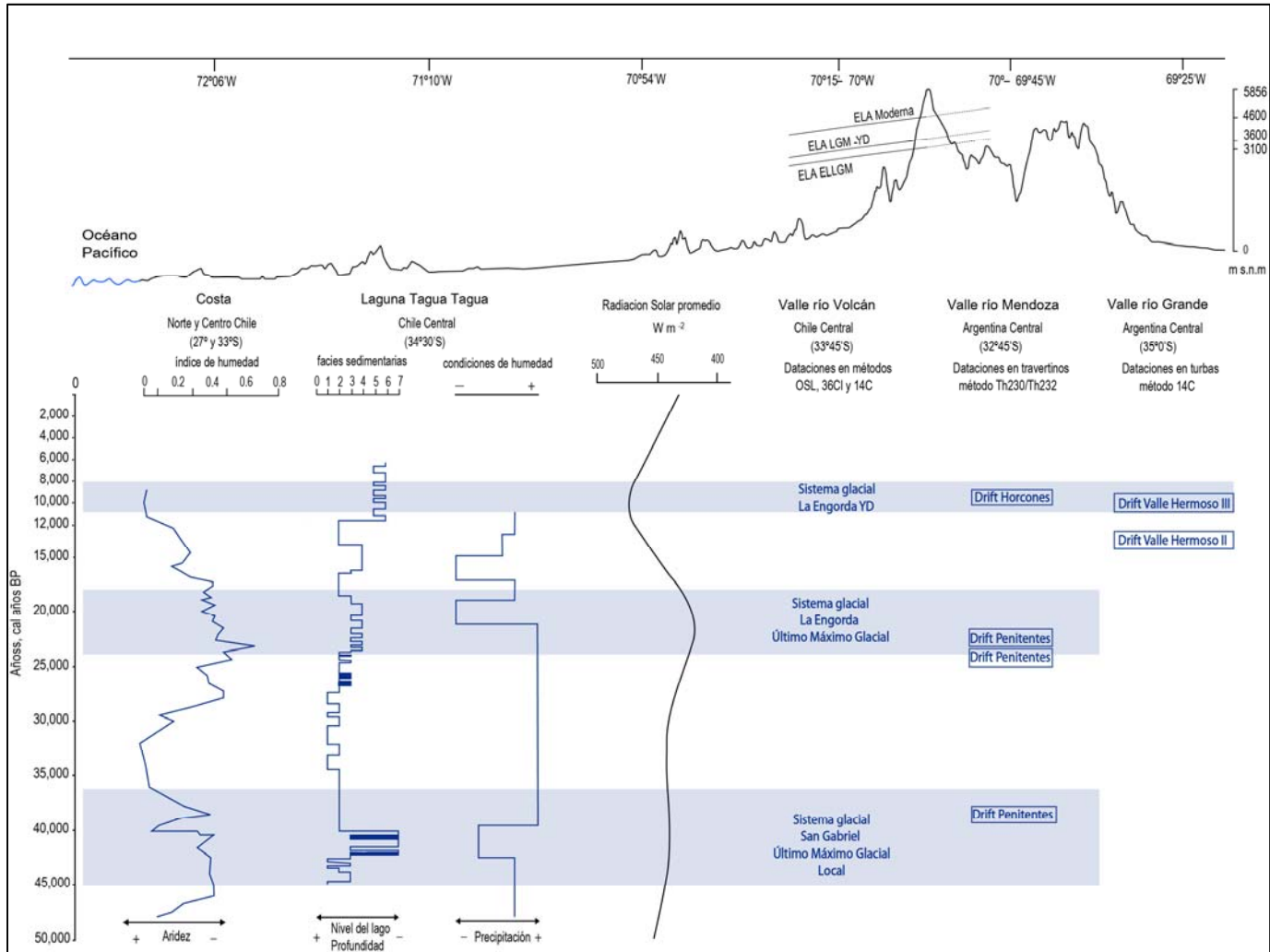


Figura 79: Resumen de las condiciones paleoclimáticas del Pleistoceno tardío-Holoceno considerando datos de Lamy et al. (1999) y Stuut & Lamy (2004) para la reconstrucción del índice de humedad de la Costa en el Norte y Centro de Chile, Valero-Garcés et al. (2005) para la reconstrucción de indicadores lacustres de Chile Central, Espizua & Bigazzi (1998) para la reconstrucción de avances glaciales en Los Andes de Argentina y datos de la presente investigación para la reconstrucción de avances glaciales en Los Andes de Chile. Elaboración propia.

Estimaciones de las Alturas de las Líneas de Equilibrio en glaciares subtropicales realizadas en Argentina por Espizúa (1993, 1999), revelan que la posición moderna de las ELA's, considerando para ellas la altitud media de 10 glaciares de exposición sur localizados en las cuencas altas de Horcones y Las Cuevas, se sitúa en torno a los ~4500 m s.n.m. En el mismo trabajo, utilizando el método AAR con una proporción de 0,65 (Porter, 1975) se obtiene un descenso de las ELA's para los sistemas glaciales o *Drift* de Horcones, Penitentes y Punta de Vacas de 1000, 1200 y 1250 metros respectivamente. Estos rangos de variación son concordantes con las estimaciones realizadas en este trabajo en el valle del río Volcán, en la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes a una latitud similar. En las Figuras 27, 28 y 29 se presentan las alturas de las líneas de equilibrio para glaciares actuales en torno a los ~4600 m s.n.m (aplicando el método de índices normalizados). Las estimaciones de paleo-ELA's utilizando el método AAR, entregan alturas de líneas de equilibrio para glaciares correspondientes al LGM en torno a los ~3600 m s.n.m (La Engorda) y ELAs de ~3400 m s.n.m para glaciares del LLGM (San Gabriel), es decir, un descenso de aproximadamente 1000 - 1200 metros, entre los períodos considerados.

Estimaciones de descenso de las ELA's en glaciares de valle se han realizado también en los glaciares argentinos Azufre y el Peñón (~35°S). Aquí se determinaron Alturas de Líneas de Equilibrio actuales de ~3250 ± 50 y ~3350 ± 50 m s.n.m. La identificación de las ELAs se basó en el reconocimiento del cambio de forma cóncava (propias de áreas de acumulación) a convexa (correspondiente a áreas de ablación) en la superficie del glaciar mediante el uso de imágenes satelitales (Espizúa, 2005). Las paleo-ELA's se definieron utilizando registros geomorfológicos (morrenas terminales y laterales), la diferencia entre las paleo-ELA's de los sistemas neoglaciales del Holoceno medio y Pequeña Edad del Hielo, esta última correspondiente a un período de enfriamiento entre los 1400-1900 años (Ruddiman, 2008) identificados y los registros modernos corresponden a 145 ± 50 m para el *Drift* Azufre y 150 ± 50 metros para el *Drift* El Peñón. Estas variaciones del orden de cientos de metros durante períodos geológicos recientes es similar a la diferencia en las alturas de las ELA's estimadas para los sistemas glaciales de San Gabriel (LLGM) y La Engorda (LGM) utilizando los métodos AAR y AABR, lo que indicaría condiciones climáticas más estables durante los ~20 ka BP que separan ambos períodos, que las existentes en los últimos ~20 ka BP, desde el LGM hasta la actualidad.

Los resultados de las estimaciones de las ELA's históricas son concordantes con las correlaciones establecidas por Masiokas et al. (2006) y Garreau et al. (2008), quienes asocian aumentos en la acumulación de nieve en los frentes cordilleranos con anomalías positivas de precipitación invernal entre los 33° y 36°S. Sería entonces este factor climático el que controlaría los avances y aumentos de cobertura supraglacial nieve-hielo en sistemas montañosos como los existentes en el valle del río Volcán.

Las estimaciones de ELA's modernas considerando el modelo empírico de Carrasco et al. (2008), presenta fuertes variaciones interanuales, y salvo algunas excepciones, no se alcanzan las altitudes estimadas con el método de índices normalizados (~4600 m s.n.m). Las diferencias entre los métodos se pueden explicar considerando: a) Carrasco et al. (2008) utiliza un modelo matemático, el cual, considera como factores de primer orden a las precipitaciones y temperaturas, los valores resultantes están condicionados por la altitud de la estación que registra los datos. Para el caso de Chile las estaciones meteorológicas en altura son escasas y en particular las utilizadas para los cálculos de este trabajo no se encuentran localizadas en las cuencas estudiadas, por lo que los resultados deben ser considerados sólo como valores referenciales; b) las ELA's estimadas con el método de índices normalizados, propuesto en este trabajo, considera realidades locales y se interpretan valores de acuerdo a las respuestas del espectro electromagnético de ciertas superficies. Los resultados obtenidos son consistentes y acordes con los tiempos de reacción y respuesta glaciar, representando de manera más precisa las alturas actuales de las líneas de equilibrio, y presentan menor variación interanual que las resultantes de la aplicación del método de Carrasco et al. (2008).

La evaluación de la sensibilidad de las ELA's en Los Andes a partir de cambios en las temperaturas y precipitaciones desarrollado por Sagredo et al. (2014) constituye el primer avance en el cuantificación de la magnitud de las respuestas glaciales ante perturbaciones climáticas específicas. El procedimiento utilizado por los autores, consiste en aplicar el modelo SEMB desarrollado por Rupper & Roe (2008) y examinar las respuestas de las ELA's a cambios de precipitación y temperatura a través de distintos regímenes climáticos. Estos grupos climáticos se definieron mediante análisis estadísticos, específicamente análisis de componentes

principales y cluster, considerando las variables de temperatura, precipitación y humedad (Sagredo & Lowell, 2012); como resultado se caracterizan siete grupos climáticos a lo largo de la Cordillera de Los Andes, desde Venezuela hasta la Patagonia chilena.

Las observaciones para Los Andes subtropicales de Sagredo et al. (2014), estiman una baja sensibilidad de la ELA frente a cambios de temperatura, sin embargo, cambios en las precipitaciones son los responsables de altas sensibilidades de las ELA.

La aplicación del modelo de Rupper & Roe (2008) y la estimación de las ELA's desarrollado por Sagredo et al. (2014), consideran datos mensuales de la normal climatológica 1961-1990. Estos datos fueron obtenidos desde distintas fuentes, las cuales presentan diferencia en la resolución espacial de las grillas; es así como se trabaja con datos CRU CL 2.0 de 10' lat/long de resolución y para completar el set de datos necesarios para aplicar el modelo SEMB se debieron considerar datos NCEP-NCAR reanalysis los que son de baja resolución (2.5° por pixel).

Las respuestas de las ELA's a la variabilidad climática actual calculadas por Sagredo et al. (2014) se observan en la Figura 80; de esta se desprende una gran variabilidad interanual actual para la variable temperatura en Los Andes subtropicales, la que se acerca a  $1\sigma$  (A en Figura 80), sin embargo, ante esta gran variabilidad las ELAs no presentan una respuesta de elevación abrupta. En la zona de Los Andes subtropicales, la respuesta de las ELA's frente a un incremento de  $1\sigma$  en la temperatura media anual muestran una dispersión poco importante, variando entre los 80 -100 metros aproximadamente (B en Figura 80). Por su parte, las variaciones interanuales de precipitación observadas para la latitud 33°S, no alcanzan valores cercanos a  $1\sigma$ , e incluso presentan los valores más bajos de los siete grupos climáticos (C Figura 80); sin embargo, la respuesta de las ELA's frente a esa variabilidad genera dispersiones importantes e incluso en algunos casos superan los 50 metros de elevación (D Figura 80).

Las respuestas de las ELA's a cambios de precipitación (1 metro) y temperatura (1°C) separados por regímenes climáticos se presenta en la Figura 81 (Sagredo et al., 2014). Se observa que el error asociado a la respuesta de la ELA frente a variaciones de precipitación de 1 metro son considerablemente mayores que los errores derivados de la variación de temperatura en 1°C. Esto sugiere que la variable precipitación presenta más incertezas y los resultados del modelo deben estudiarse con detención.

La validación del modelo aplicado por Sagredo et al. (2014) se realiza utilizando el método THAR, esto implica cuatro fuentes de imprecisión: [1] en el desarrollo de este trabajo se demostró que el modelo THAR sobreestima considerablemente las ELA's y por tanto no resulta el método más confiable y preciso para determinar Alturas de Líneas de Equilibrio no sería el mecanismo más adecuado para la validación de un modelo; [2] el modelo tal como lo señalan los autores (Sagredo et al., 2014) entrega como resultado una ELA climatológica, la cual es calculada en base a datos climatológicos y no considera dinámicas del hielo, efectos topográficos y tampoco características específicas de un glaciar. Esta ELA climatológica es validada con ELA's geomorfológicas, deducidas de la forma y altitud, de glaciares específicos; [3] la ELA climatológica evoluciona más rápidamente que la ELA geomorfológica, debido a que el cambio climático es la causa del cambio glaciar, por lo que las condiciones ambientales necesitan tiempo para aumentar o reducir la masa de hielo; [4] las ELA's del modelo fueron calculadas con datos del período 1961-1990, por su parte, la aplicación del método THAR consideró condiciones para los glaciares del año 2010 (sin considerar la diferencia de resolución espacial entre la fuente de los datos climáticos y geomorfológicos). Las diferencias principales entre los resultados de esta investigación y los de Sagredo et al. (2014) están asociados a estos cuatro argumentos.

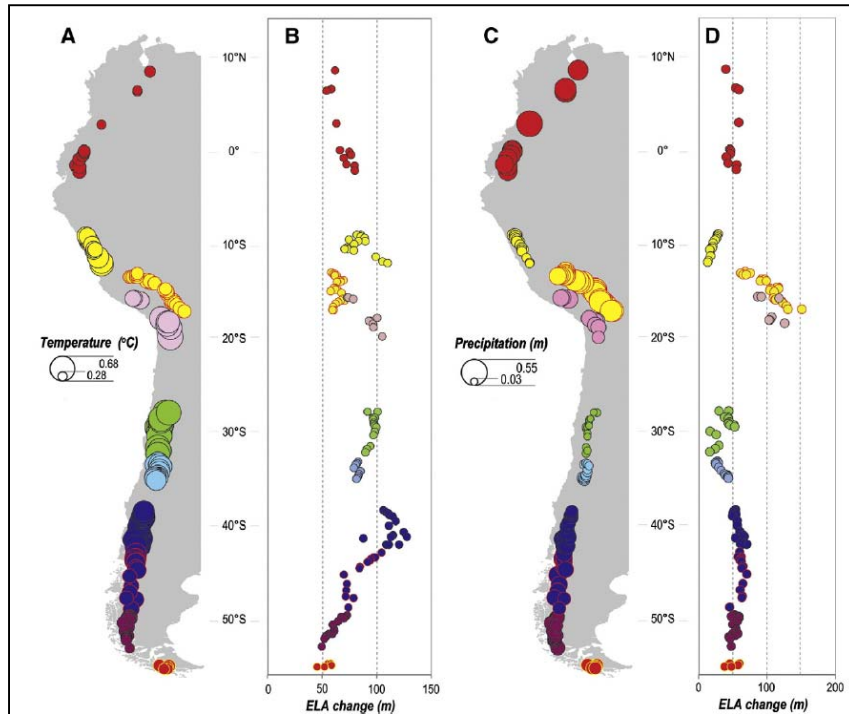


Figura 80: Respuesta de las ELA's frente a la variabilidad climática actual. A) y C) variabilidad interanual (a  $1\sigma$ ) de la temperatura media anual y la precipitación media anual a través de Los Andes. B) y D) distribución latitudinal de la respuesta de las ELA's a un incremento de  $1\sigma$  en la temperatura media anual y el total de precipitación anual (Sagredo et al., 2014).

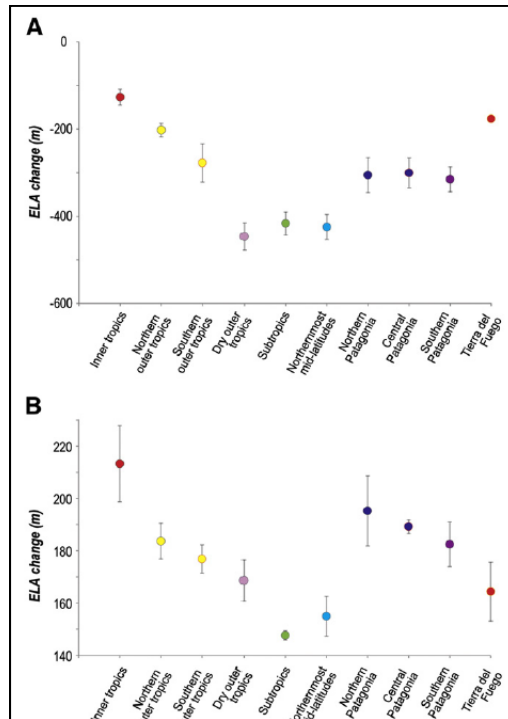


Figura 81: Respuesta de las ELA's frente a los cambios en precipitación y temperatura estratificados por regímenes climáticos. A) Cambio de la ELA frente a un incremento de 1 metro en la precipitación media anual. B) Cambio de la ELA frente a un incremento de 1°C en la temperatura. Los círculos representan la respuesta media de las ELA's para cada grupo climático. Las barras de error corresponden a  $1\sigma$  de la media (Sagredo et al., 2014).



En general las estimaciones de ELA's en Los Andes son escasos y carecen de buen control cronológico. Los resultados de este trabajo resultan consistentes con estimaciones en Los Andes argentinos y tendencias regionales, lo que permite sustentar los resultados y reconstruir la historia geológica y geocronológica de los estadios glaciales en Los Andes Subtropicales durante el último período glacial-interglacial.

De acuerdo al estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI (DFG, 2006) y considerando el modelo regional PRECIS se presentan cambios significativos en temperatura y precipitación. Estas variaciones que se evidencian con mayor severidad al considerar el escenario SRES A2, incluye la reducción del área andina capaz de almacenar nieve interestacionalmente, debido a un aumento en la isoterma 0°C por procesos de calentamiento (cambio bimestral del área afectada por la isoterma 0°C en la región cordillerana entre los 30° y 40°S), lo que está relacionado con la variación de las ELA's en Los Andes centrales y disminución de las superficies con coberturas supraglaciales, tal como se ha demostrado en la presente investigación. Falvey & Garreaud (2009), confirman el aumento significativo de temperaturas en la zona cordillerana (+¼°C por década), tendencias que son atribuidas al cambio global por aumentos de gases efecto invernadero, al menos parcialmente.

Para las precipitaciones, considerando el mismo modelo y escenario, entre los 30° y 40°S se observa una disminución pluviométrica. Esta baja debe considerarse como un factor complementario al aumento de la isoterma 0°C producto del alza en las temperaturas, lo que genera escenarios preocupantes para la región centro y centro sur de Chile, en especial su afectación sobre los recursos hídricos debido a las mermas en los aportes pluvio-nivales (DGF, 2006). Esta situación no es confirmada por el trabajo de Falvey & Garreaud (2009), quienes no encuentran tendencias significativas que sobresalgan de la gran variabilidad de precipitaciones, observada en la cordillera de la región Metropolitana, causada por la alternancia de eventos El Niño y La Niña. Sin embargo, el análisis de tendencias realizado en este trabajo sí encuentra una tendencia positiva en las precipitaciones de la estación El Yeso. Esta tendencia se relacionaría a la elevación de la isoterma 0°C, producto del alza de las temperaturas mínimas, lo que generando condiciones adecuadas para el aumento de precipitación líquida en altura.

La disminución de las precipitaciones y aumento de temperaturas, considerando el escenario climático IS92a para el período 1990-2100, generarían procesos de ablación glacial intensa, los que aportarían entre 10 y 110 mm al aumento del nivel del mar (DGF,2006).

Lo anterior sugiere que el sistema glacial de San Gabriel se vincula a condiciones locales de mayor humedad las que permiten el desarrollo y permanencia del hielo entre los 45 y 36 ka BP (Último Máximo Glacial Local o LLGM) y la posición de la paleo-ELA en torno a los 3100-3000 m s.n.m. Las condiciones de temperatura globales, que no coinciden con una disminución global, estarían relacionadas con la altura presentada por la paleo-ELA en el sistema glacial de San Gabriel, no permitiendo que esta se localice en cotas inferiores a 3000 m s.n.m. El sistema glacial de La Engorda se vincula al Último Máximo Glacial (LGM) donde predominan bajas temperaturas a nivel global. Registros de edades más jóvenes correspondientes a 10 ka BP estarían vinculadas a un evento de enfriamiento breve a nivel global conocido como *Younger Dryas* (YD). La paleo-ELA estimada para el sistema glacial de La Engorda es de 3600-3500 m s.n.m. La acotada diferencia (500 metros) entre las paleo-ELA's de San Gabriel y La Engorda y la preservación de registros del LGM y YD muy cercanos podrían relacionarse con las condiciones húmedas reportadas en Tagua Tagua (Valero-Garcés et al., 2005) a través de dos períodos de mayor precipitación entre los 19,5-17 ka BP y los 13,5-11,5 ka BP, junto con las bajas temperaturas del YD. Así mismo, las disminuciones de temperatura podrían estar acentuadas por erupciones volcánicas holocenas, las cuales generan condiciones locales de enfriamiento atmosférico y preservación de glaciares.

## 6. Conclusiones

---

En esta tesis se abordó el problema de los factores que controlaban las ELA's en el último ciclo glacial-interglacial en la cordillera de Los Andes frente a Santiago.

A partir del análisis de imágenes satelitales se estudió la variación histórica de las ELA's y se discutieron los factores climáticos de primer orden asociados a esa variación. A partir del análisis geomorfológico y geocronológico se determinó la posición y temporalidad de los estadios glaciales durante el Pleistoceno tardío. Finalmente se realizó una estimación de la posición de las ELA's durante este mismo período a partir de distintos métodos y se comparó con su posición actual.

El aumento de las temperaturas mínimas trimestrales y anuales favorece los procesos de ablación y en consecuencia contribuye a la disminución continua de las coberturas de nieve desde el año 1999, con excepción del año 2007, aumentando proporcionalmente las áreas cubiertas por hielo.

Los eventos de precipitación constituyen el factor clave para el aumento de las coberturas superficiales y el quiebre de la tendencia negativa en las áreas englaciadas de la cuenca del río Volcán, lo que se registra en la imagen del año 2007. Lo anterior, confirma la relación entre anomalías positivas de precipitación y aumentos de acumulación de nieve en los frentes cordilleranos entre los 33° y 36° S identificados por Masiokas et al. (2006) y Garreau et al. (2008) y confirma a las precipitaciones como el factor de primer orden que condiciona el avance de los glaciares en Los Andes Subtropicales.

La disminución de la amplitud térmica entre las temperaturas máximas y mínimas así como la reducción de los grados días de fusión para la época de ablación del año 2007, fortalecen la tendencia al incremento de las áreas cubiertas por nieve y hielo.

Las Alturas de las Líneas de Equilibrio Glaciar no han variado en los últimos 3 años, sin embargo se han registrado aumentos en las amplitudes entre las cotas mínimas y máximas (alcanzando una diferencia máxima de 300 metros), es decir, se observa una distancia mayor en el límite entre las coberturas de nieve y hielo. Este ascenso de las ELA's indica un aumento de las áreas de ablación y una disminución de las áreas de acumulación y en consecuencia incrementos de procesos de fusión favorecidos por la menor cobertura de nieve, que actúa con aislante natural de las capas subyacentes. En resumen, durante todo el período se presenta una discreta variación de las ELAs, la cual no supera los 100 metros de ascenso entre 1989-2015.

Las tendencias positivas en las precipitaciones registradas en la estación meteorológica El Yeso (1964-2015) corresponden a 5,014 (5 mm/década), con rangos de variación entre  $3,95 \pm 6,26$  con un 91% de significancia estadística. El incremento de precipitaciones líquidas a 2475 m s.n.m y el aumento de las temperaturas mínimas en la misma estación pueden asociarse a la elevación de las alturas de las Líneas de Equilibrio, debido a que la caída de agua líquida sobre coberturas supraglaciares como nieve favorece la fusión y por tanto, la exposición de coberturas de hielo y el ascenso de las ELA's analizadas.

La aplicación de índices normalizados resulta ser un método confiable y preciso que permite cuantificar áreas englaciadas y estimar Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELA's) lo que favorece el análisis multianual sistemático de cuencas.

Se describieron tres sistemas glaciales del Pleistoceno tardío-Holoceno. El sistema glacial de San Gabriel corresponde a un avance durante un Último Máximo Glacial Local o LLGM, reportado por Zech et al. (2008) y Espizúa (1993, 1999, 2005) y Espizúa & Bigazzi (1998), concordantes con eventos de mayor precipitación y humedad en Los Andes centrales entre los ~33°S y ~35°S. Por su parte, el sistema glacial de La Engorda registra dos pulsos de avance glacial datados entre los ~24-18 ka BP, para el cordón morrénico externo y más antiguo y ~20-10 ka BP, para el cordón morrénico interno más joven. Estos pulsos son consistentes con los eventos húmedos reportados en Laguna Tagua Tagua (Valero-Garcés et al., 2005). Los períodos interglaciales cálidos registrados en los sedimentos lacustres de este lago concuerdan con la edad de un bloque en la zona intermorrénica del sistema glacial de La Engorda a ~17 ka BP, el cual correspondería a un evento de retroceso glacial asociado a un aumento de las temperaturas y disminución de precipitaciones. Lo anterior confirma lo expresado por Denton et al. (1999) y Zech et al. (2008) respecto a la existencia de avances diacrónicos, a escala del Pleistoceno tardío-Holoceno, en los glaciares subtropicales respecto de los glaciares patagónicos en la vertiente occidental de la cordillera de Los Andes, como producto de condiciones climáticas.

Depósitos glaciolacustres y fluvioglaciales de baja energía en la zona proglacial del sistema de La Engorda, datados a través de métodos <sup>14</sup>C, registran temporalidad vinculada con un período frío breve denominado Younger Dryas.

La cercanía de los avances correspondientes al LGM global y YD, en el sistema glacial de La Engorda, serían indicadores claves en la asociación de estos avances con condiciones de mayor humedad, en desmedro de las temperaturas. Lo que se refleja en el gran avance reportado para el YD, cuyo frente de máximo avance glacial está registrado en el pulso interno de La Engorda. Lo anterior implica una señal de avance del YD en Los Andes subtropicales asociada principalmente a condiciones de humedad y no a condiciones frías, las cuales son ampliamente reportadas para el Hemisferio Norte.

La posición cercana de las señales LGM y YD en el sistema glacial de La Engorda revela además, que los avances dominantes en Los Andes subtropicales de Chile están asociados a un LLGM, no así a un LGM. Las evidencias de un gran avance temprano en el sistema glacial San Gabriel así lo confirman, este sistema también estaría condicionado por condiciones de humedad más que por condiciones frías (Zech et al., 2008).

El restringido desarrollo de los avances vinculados al LGM, identificados en el sistema glacial La Engorda, implicarían condiciones generales de mayor aridez que los asociados al LLGM y YD. Las condiciones frías globales reportadas para el período del LGM no serían gravitantes en el desarrollo de glaciares, al menos, en la zona central de Chile, lo que conjugado a condiciones más áridas, limitaron el desarrollo glacial a las zonas altas de la cuenca del río Volcán, en el sistema glacial de La Engorda. Las condiciones de menor humedad en el LGM, implicarían por tanto, un desplazamiento de los *Westerlies*.

Las extensiones y edades reportadas en los sistemas glaciales de San Gabriel y La Engorda (este trabajo) revelan estadios húmedos vinculados a los avances del LLGM y YD, así como un período más seco asociado al retroceso de los glaciares por disminución de humedad (Valero-Garcés et al., 2005) que habría hecho retroceder a los cuerpos de hielo desde su posición máxima identificada en el sistema glacial de San Gabriel hasta el sistema glacial de La Engorda aproximadamente 1400 metros. Estas condiciones de menor humedad son las responsables de la señal más seca o de mayor aridez del LGM en Los Andes de Chile central.

Las variaciones en las ELA's modernas respecto a las estimadas para los períodos LGM y LLGM, se realizaron a través de la reconstrucción de paleoglaciares. Los descensos en las alturas de las líneas de equilibrio, varían de acuerdo al método utilizado, sin embargo, los resultados son concordantes con las variaciones documentadas por Espizúa (1993 y 1999) en el flanco este de la cordillera de Los Andes, observándose disminuciones de ~1000 - ~12000 m entre la actualidad y el LGM y la ELA moderna y el LLGM respectivamente. Las variaciones estimadas entre los períodos LLGM y LGM sólo alcanzan los 500 m de diferencia lo que se vincula con el predominio de condiciones húmedas y precipitaciones mayores a las actuales que permitan la mantención de las ELA's a alturas similares entre los dos períodos. Por su parte, cambios

bruscos en factores de primer orden como precipitación y temperatura durante los últimos 20 ka BP, han generado una diferencia de aproximadamente 1000 metros entre las ELAs modernas y el LGM.

La comparación de métodos de estimación de paleo-ELA's permite considerar que el método más confiable para la determinación de alturas de líneas de equilibrio en paleoglaciares es el AABR, ya que involucra la reconstrucción de la superficie del paleoglaciario así como también una reconstrucción de su balance de masa. El método AAR es bastante preciso también, sin embargo, sólo se basa en la reconstrucción del paleoglaciario y las proporciones entre las áreas de acumulación y el área total. El método THAR resultó ser el menos preciso, y consistentemente con la literatura corresponde a un método que sobreestima la posición altitudinal de las ELA's, por lo que su aplicación es sólo referencial y sirve como comparación y no como un resultado válido, por lo menos para este estudio.

Los resultados de esta tesis confirman la importancia de las precipitaciones en los avances de los glaciares de montaña de Los Andes frente a Santiago y sugieren la relevancia tanto de la elevación de las temperaturas mínimas como de la disminución de la cantidad de días con registro bajo 0°C en su retroceso. Estos resultados son consistentes con las estimaciones de ELA's a escala del Pleistoceno tardío y la variación de sólo 500 metros entre el LLGM (~45-36 ka BP) en el sistema de San Gabriel y el LGM (~24-18 ka BP) en el sistema glacial de La Engorda vinculado a condiciones paleoclimáticas de mayor precipitación; por otro lado la abrupta elevación de las ELA's entre el LGM y la actualidad indican disminuciones en las precipitaciones así como también aumentos en las temperaturas.

Lo anterior muestra la sensibilidad de los glaciares subtropicales de Los Andes en relación al escenario de calentamiento regional proyectado en el marco del cambio global.

## 7. Bibliografía

---

- Abele, G. 1984. Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande*, 17, 17 – 30.
- Aceituno, P. 1996. Elementos del clima en el altiplano sudamericano. *Revista Geofísica*, 44, 37 – 55.
- Agencia Española de Cooperación Internacional. 2007. ¿El fin de las cumbres nevadas? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina. Secretaria General Comunidad Andina, IRD, PNUMA.
- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, 9, 70.
- Ackert, Jr, R., Becker, R., Singer, B., Kurz, M., Caffee, M., Mickelson, D. 2008. Patagonian glacier response during the Late Glacial-Holocene transition. *Science*, 321, 392 - 395.
- 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' S). *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, 1, 425 - 429.
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerli, B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172, 313 - 326.
- Andrews, J.T. 1975. *Glacial Systems. An Approach to Glaciers and their Environments*. Duxbury Press, 191, North Scituate.
- Antinao, J.L., Gosse, J. 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32°-34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology*, 104 (3-4), 117 - 133.
- Arqueros, R. 2004. Evolución glacial de la hoya del río Coihaique : una aproximación a partir del análisis geomorfológico y morfoestratigráfico. Tesis (Magister en Ciencias, mención geología). Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 114.
- Baeza, O. 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria de Título. Universidad de Chile. Departamento de Geología, 119.
- Bakke, J., Nesje, A. 2011. Equilibrium-line altitude (ELA). In: Singh, V., Singh, P., Haritashya, U. (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer, Netherlands, 268 – 277.
- Ballantyne, C.K. 1989. The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland: Glacier Reconstruction and Palaeoclimatic Implications. *Journal of Quaternary Science*, 4, 95 – 108.
- Barr, I., Spagnolo, M. 2014. Testing the efficacy of the glacial buzzsaw: insights from the Sredinny Mountains, Kamchatka. *Geomorphology*, 206, 230 – 238.
- Benn, D.I., Ballantyne, C.K. 2005. Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 20, 577 – 592.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 1998. *Glaciers and glaciation*, Publisher Arnold, London, 734.
- Benn, D.I., Gemell, A.M.D. 1997. Calculating Equilibrium-line Altitudes of former glaciers: a new computer spreadsheet. *Glacial Geology and Geomorphology*: <http://ggg.qub.ac.uk/>.

- Benn, D.I., Lehmkuhl, F. 2000. Mass balance and Equilibrium Line Altitudes of Glaciers in High Mountain Environments. *Quaternary International*, 65/66, 15 – 29.
- Bennett, K., Haberle, S., Lumley, S. 2000. The last glacial-Holocene transition in southern Chile. *Science*, 290, 325 – 328.
- Bennett, M., Glasser, N. 2009. *Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms*. Second Edition. Wiley- Blackwell, 400.
- Bennet, M., New, M., Marino, J., Sillero-Zubiri, C. 2016. Climate complexity in the Central Andes: A study case on empirically-based local variations in the Dry Puna. *Journal of Arid Environments*, 128, 40 - 49.
- Biró, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 118.
- Boes, X., Fagel, N. 2008. Timing of the late glacial and Younger Dryas cold reversal in southern Chile varved sediments. *Journal of Paleolimnology*, 39, 267 - 281.
- Boggs, S. JR. 1987. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, Merrill Publishing Company, 784.
- Boisier, J.P., Rondanelli, R., Garreaud, R.D., Muñoz, F. 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile, *Geophysical Research Letters*, 43, 413 – 421.
- Borde, J. 1966. *Les Andes de Santiago et leur avant pays: Etude de géomorphologie*. Union Franc. d' Impres. 559. Bordeaux. France.
- Bown, F., Rivera, A., Acuña, C. 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48, 43 – 48.
- Braithwaite, R.J., Müller, F. 1980. On the parameterization of glacier equilibrium line altitude. In: *Proceedings of the Riederalp Workshop, 1978*. *World Glacier Inventory*, 263 – 271.
- Bravo, C., Herrera, M. 2012. Evidencias del Younger Dryas en Los Andes: un acercamiento a las condiciones paleoclimáticas en Chile. Trabajo de investigación Sistema climático. Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Brenning, A. 2003. La importancia de los glaciares de escombros en los sistemas geomorfológico e hidrológico de la cordillera de Santiago: Fundamentos y primeros resultados. *Revista de Geografía, Norte Grande*, 30, 7–22. PUC, Santiago, Chile.
- Brenning, A. 2005. Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile. Combining statistical modelling and field mapping. Dissertation Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II, Humboldt Universität zu Berlin.
- Brock, B.W., Willis, I-C., Sharp, M.J., Arnold, N.S. 2000. Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Annals of Glaciology*, 31, 53–62.
- Brock, B.W., Willis, I.C., Sharp, M.J. 2000b. Measurement and parameterisation of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 46 (155), 675– 688.
- Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X. 2004. Hypsometry of glaciated landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 907–926.
- Brückner, E. 1886. Die Hohern Tauern und ihre Eisbedeckung. *Zeitschrift des Deutsch-Österreichische Alpenvereins*, Innsbruck, 17, 163 - 187.
- Brückner, E. 1887. Die Höhe der Schneelinie und ihre Bestimmung. *Meteorologische Zeitschrift*, 4, 31 - 32.

Brückner, E. 1906. Die Höhe der Firnlinie am Hüfigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe Firnlinie im allgemeinen. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, 51, 50 - 54.

Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar.

Caesar, J., Alexander, L.V., Trewin, B., Tse-Ring, K., Sorany, L., Vuniyayawa, V., Keosavang, N., Shimana, A., Htay, M., Karmacharya, J., Jayasinghearachchi, D.A., Sakkamart, J., Soares, E., Hung, L.T., Thuong, L.T., Hue, C.T., Dung, N.T.T., Hung, P.V., Cuong, H.D., Cuong, N.M., Sirabahap, S. 2011. Changes in temperature and precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005. *International Journal of Climatology*, 31 (6), 791 -801.

Carr, S.J., Lukas, S., Mills, S.C. 2010. Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. *Earth Surface Process and Landforms*, 35, 1103 - 1115.

Carrasco, J.F., Casassa G., Quintana J. 2005. Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Science Journal*, 50 (6), 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*, 54 (186), 538-550.

Carenzo, M., Pellicciotti, F., Rimkus, S., Burlando, P. 2009. Assessing the transferability and robustness of an enhanced temperature – index glacier-melt model. *Journal of Glaciology*, 55 (190), 258 - 274.

Casassa, G. 1995. Glacier Inventory in Chile: Current Status and Recent Glacier Variations. *Annals of Glaciology*, 21, 317-322.

Caviedes, O. 1972. Geomorfología del Cuaternario en el Valle del Aconcagua. *Freiburger Geographische Schriften, Hefte*, 11.

Centro de Estudios Científicos del Sur, CECS. 2009. Estrategia Nacional de Glaciares. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.

Clapperton, C. M. 1994. The Quaternary Glaciation of Chile: a Review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67,15.

Clark, D.H., Clark, M.M., Gillespie, A.R. 1994. Debris-covered glaciers in the Sierra Nevada, California, and their implications for snowline reconstructions. *Quaternary Research*, 41,139–153.

Condom, T.H. 2002. Dynamiques d'extension lacustre et glaciareassocie'es aux modifications du climat dans les Andes Centrales. (PhD thesis, Université Paris VI–Pierre et Marie Curie).

Condom, T.H., Coudrain, A., Sicart, J.E, They S. 2007. Computation of the space and time evolution of equilibrium line altitudes on Andean glaciers (10° N–55° S). *Global and Planetary Change*, 59 (1), 189–202.

Corripio, J.G., Purves, R.S., Rivera, A. 2007. Modelling climate-change impacts on mountain glaciers and water resources in the Central Dry Andes. *Modelling Climate – Change Impacts, Scientific Observations*, 126-135.

Cuffey, K.M., Paterson, W.S.B. 2010. *The physics of glaciers*, 4th ed, Burlington, MA: Butterworth-Heinemann/Elsevier.

Charrier, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinian-Chilean Andes (31°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zentralblatt Geologie Paläntol., Parte I*, 3/4, 344-355. Stuttgart.

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 (35o S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (2), 1 - 30.

- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., 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). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 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*, 1, 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 für Geologie und Paläontologie, Abh.* 236 (1-2), 43-77.
- Chiu, D. 1991. Geología del relleno Cuaternario de las hoyas de los ríos Yeso, Volcán y Maipo, este último entre las localidades de Guayacán y Los Queltehues, Región Metropolitana. Tesis (Geólogo). Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 111.
- Church, M., Ryder, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059 - 3072.
- Chuvieco, E. 2008. Teledetección ambiental: La observación de la tierra desde el espacio. Ariel Ciencia, Barcelona, Tercera edición, 594.
- Davidson, J. 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 160.
- D'Antoni, E. 1980. Los últimos 30.000 años en el sur de Mendoza. III Coloquio sobre Paleobotánica y Palinología, México 1977, 83 - 108.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R. 2005. Magmatic y hidrotermal chronology of the supergiant Río Blanco Porphyry Copper Deposit, Central Chile: Implications of an integrated UPb y 40Ar-39Ar database. *Economic Geology*, 100, 905 - 934.
- Deckart, K., Godoy, E. 2006. Barren Igneous Intrusives in The Central Andes: U-Pb y Nd-Hf Isotope Geochemistry. Short Papers, V-SSAGI, 349-351. Punta del Este, Uruguay.
- Denton, G.H., Heusser, C.J., Lowell, T.V., Moreno, P.I., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Schlüchter, C., Marchant, D.R. 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler*, 81A (2), 107 - 153.
- Departamento de Geofísica (DGF), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Informe final. Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA).
- Douglass, D., Singer, B., Kaplan, M., Mickelson, D., Caffee, M. 2006. Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology*, 1, 43 - 58.
- Doyel, W., Dingman, R., Dastillo, O. 1964. Hydrogeology of the Santiago Area, Chile, U.S. Geological Survey, Professional Paper, Article, 169.
- Dozier, J. 1989. Spectral signature of alpine snow-cover from the Landsat ThematicMapper. *Remote Sensing of Environment*, 28, 9 - 22.
- Drake, R.E., Curtis, G., Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes: Latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1 (3), 285 - 295.



- Drake, R., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., Vergara, M. 1982. Distribución y edades K-Ar de volcánicas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36°S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. Actas III Congreso Geológico Chileno, Concepción, 2, D42-D78.
- Drygalski, E., Machatschek, F. 1942. Gletscherkunde. Enzyklopädie der Erdkunde, 261. Wien.
- Edwards, M.B., 1986. Glacial Environments. Sedimentary Environments and Facies (editado por Reading, H.G.), Editorial Blackwell Scientific Publications, 399 - 470.
- Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. 2011. Springer, Netherlands, 1253.
- Escobar, F., Casassa, G., Pozo, V. 1995. Variaciones de un glaciar de montaña en los andes de Chile Central en las últimas dos décadas. Bulletin de l'Institut Français d'études Andines, 24 (3), 683 - 695.
- Espizúa, L. 1993. Quaternary Glaciations in the Río Mendoza Valley, Argentine Andes. Quaternary Research, 40, 150 - 162.
- Espizúa, L., Bigazzi, G. 1998. Fission-track dating of the Punta de Vacas glaciation in the Río Mendoza valley, Argentina. Quaternary Science Reviews, 17, 755 - 760.
- Espizúa, L. 1999. Chronology of Late Pleistocene glacier advances in the Río Mendoza Valley, Argentina. Global and Planetary Change, 22, 193 - 200.
- Espizúa, L. 2002. Glaciaciones Cuaternarias en el Valle del Río Mendoza, Andes Argentinos. En: D. Trombotto y R. Villalba (Eds.). IANIGLA, 30 Años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales. Mendoza, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales.
- Espizúa, L. 2004. Pleistocene glaciations in the Mendoza Andes, Argentina. In: Quaternary Glaciations: Extent and Chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica, Ehlers, J., Gibbard, P. (eds.). Elsevier: Cambridge, MA; 69 - 73.
- Espizua, L. 2005. Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina. The Holocene 15 (7), 1079 - 1085.
- Falvey, M., Garreaud, R. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the SE Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). Journal of Geophysical Research, 114, D04102.
- Farías, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis de Doctorado. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 236.
- Fielding, H. 1908. A proof of Kurowski rule for determining the height of the névé-line on glaciers. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Kleine Mitteilungen, 142 -145.
- Finsterwalder, R. 1953. Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2 (2), 189 - 239. Innsbruck.
- Flint, R.F. 1955. Pleistocene geology Eastern South Dakota. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 262, 173.
- 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: Tesis de Magister. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 235.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34° S). Publicación especial Asociación Geológica Argentina, 6, 48 - 55.

- Fogwill, C., Kubik, P. 2005. A glacial stage spanning the Antarctic cold reversal in Torres del Paine (51°S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages. *Geografiska Annaler* 87A, 403 - 408 .
- Forman, S., Pierson, J. y Lepper, K. 2000. Luminiscense geochronology. En: J. Stratton, J. Sowers y W. Lettis (Eds.). *Quaternary geochronology: methods and applications*. Washington DC, American Geophysical Union, 157 -176.
- Fox, A.N. 1993. Snowline altitude and climate at present and during the Last Pleistocene Glacial Maximum in the Central Andes (5°–28°S). Ph.D. Thesis. Cornell University.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O, Levi, B., Aguirre, L. 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2*, 21-25.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O, Freaud, G, Aguirre, L. 2001. Sr - Nd Isotope change of late Cretaceous to early Miocene volcanic rocks Central Chile (33°S). *Third South American Symposium on Isotope Geology, extended Abstracts Volume (CD)*, 297 - 300.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar. *Revista Geológica de Chile*, 29 (2), 207 - 225.
- Fuentes, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas Oligoceno-Miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 398.
- Furbish, D.J., Andrews, J.T. 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30, 199 – 211.
- Gana, P., Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). *Revista Geológica de Chile*, 24 (2), 145 -163.
- Garleff, K., Stingl, H. 1984. Höhenstufen un ihre neuzeitlichen Veränd den argentinischen Anden. *Zentralbl Geol Paläontol*, 1, 1701-1707.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J. 2008. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 180 - 195.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A. 2002. Structural Evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 101-116.
- Giambiagi, L. 2003. Deformación Cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (1), 85 - 96.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A, Godoy, E., Álvarez, P.P., Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22 (4), 1041.
- Glasser, N., Harrison, S., Ivy-Ochs, S., Duller, G., Kubik, P. 2006. Evidence from the Rio Bayo valley on the extent of the North Patagonia Icefield during the Late Pleistocene-Holocene transition. *Quaternary Research*, 65, 70-77.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin y uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306, 117-136.
- González, O. 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*s, Santiago, 17 (81), 20-61.

- González, P. 2010. Geología y Geomorfología del Complejo de Remociones en masa La Engorda, Chile Central. Memoria para optar al título de Geólogo. Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 95.
- Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G. 1977. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Z. Gletsch. Glazialgeol*, 12, 223 – 251.
- Grosjean, M., Santoro, C.M., Thompson, L.G., Núñez, L., Standen, V.G. 2007. Mid-Holocene climate and culture change in the South Central Andes. In *Climate change and cultural dynamics: a global perspective on Mid-Holocene Transitions* (Anderson, D.G.; Maasch, K.A.; Sandweiss, D.H.; editors). Elsevier, 51 -115.
- Gosse, J.C., Evenson, E.B. 1994. Reinterpretation of the Evidence for a Significant Midholocene Ice Advance in the Rio-Atuel Valley, Mendoza-Province, Argentina. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 38 (3), 327 - 338.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20 (14), 1475 -1560.
- Gosse, J.C., Scott, A.E. 2007. Cosmogenic nuclide dating Overview. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Oxford, Elsevier, 409 - 411.
- Goudie, A. 2004. *Encyclopedia of geomorphology*. Registros del International Association of Geomorphologists and to the IAG Senior. Ed. Goudies, A.S., 1202.
- Gupta, R.P., Haritashya, U.K., Singh, P. 2005. Mapping dry/wet snow cover in the Indian Himalayas using IRS multispectral imagery. *Remote Sensing of Environment*, 97, 458 – 469.
- Guest, J., Jones, G. 1970. Origin of ash deposits in the Santiago area, Central Chile. *Geological Magazine*, 107 (4), 369 – 381.
- Häberli, W. 2004. *GletscherimUmweltkontext (Teil 1: Paläoglazologie)*. Vorlesungsskript der GeographischenInstituts der Universität Zürich.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P., Ariztegui, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research*, 59, 70 – 78.
- Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V. 1995. Development of methods for mapping global snow-cover using moderate resolution spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 54, 127 – 140.
- Hall, D.K., Benson, C.S., Field, W.O. 1995b. Changes of glaciers in Glacier Bay, Alaska, using ground and satellite measurements. *Physical Geography*, 16 (1), 27 - 41.
- 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*, 123 (4), 425 - 435.
- Hawkins, F.J. 1985. Equilibrium line altitude and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, N.W.T. Canada. *Journal of Glaciology*, 31 (109), 205 - 213.
- Heusser, C.J. 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80 (2), 107 - 127.
- Heusser, L., Heusser, C., Kleczkowski, A., Crowhurst, S. 1999. A 50,000 yr pollen record from Chile of South American millennial-scale climate instability during the last glaciation. *Quaternary Research*, 52, 154 – 158.
- Heusser, C.J. 2003. Ice age Southern Andes - A chronicle of paleoecological events. *Developments in Quaternary Sciences*, 3, 240.

- Hoinkes, H. 1970. Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6 (2), 37 - 90. Innsbruck.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., van Calsteren, P.C., Thomas, L.E., Adamson, K.R. 2010. Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 19, 3690 – 3708.
- Ignéczi, A., Nagy, B. 2013. Determining steady-state accumulation-area ratios of outlet glaciers for application of outlets in climate reconstructions. *Quaternary International*, 293, 268 – 274.
- IPCC. 2007. Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104.
- Jiang, F.Q., Hu, R.J., Wang, S.P. 2013. Trends of precipitation extremes during 1960-2008 in Xinjiang, the Northwest China. *Theoretical and Applied Climatology*, 111, 133 -148.
- Kaiser, K. 2003. Geoarchaologie und landschaftsgeschichtliche Aussage spät-paläolithischer und frühmesolithischer Fundplätze in Mecklenburg - Vorpommern. *Meyniana*, 55, 49 - 72.
- Kargel, J.S., Abrams, M.J., Bishop, M.P., Bush, A., Hamilton, G., Jiskoot, H., Käb, A., Kieffer, H.H., Lee, E.M., Paul, F., Rau, F., Raup, B., Shroder, J.F., Soltesz, D., Stainforth, D., Stearns, L., Wessels, R. 2005. Multispectral imaging contributions to global land ice measurements from space. *Remote Sensing of Environment*, 99, 187–219.
- Karzulovic, J. 1957. Sedimentos Cuaternarios y aguas subterráneas en la Cuenca de Santiago. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile*, 14 (15), 5 – 120.
- Kaser, G., Kerschner, H. 1994. Equilibrium line altitudes of Younger Dryas glaciers in the Alps as paleoclimatic information sources. *Annales Geophysicae*, 12 (2), 386.
- Kay, S.M. and Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe Inédito para CODELCO Chile, 180.
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117 (1), 67 - 88.
- Keller, E., Pinter, N. 1996. *Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, 338. New Jersey.
- Kern, Z., László, P. 2010. Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaciers. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2781 – 2787.
- Kerr, A. 1993. Topography, climate and ice masses: A review, *Terra Nova*, 5 (4), 332 – 342.
- Kerschner, H., Kaser, G., Sailer, R. 2000. Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges. *Annals of Glaciology*, 31, 80 – 84.
- Keshri, A. K., Shukla, A., Gupta, R. P. 2009. ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping, *International Journal of Remote Sensing*, 30 (2), 519 - 524.
- Killian, R., Schneider, C., Kock, J., Fesq-Martin, M., Biester, H., Casassa, G., Arévalo, M., Wendt, G., Baeza, O., Behrmann, J. 2007. Paleoclimatic constraints on late Glacial and Holocene ice retreat in the Southern Andes (53°S). *Global and Planetary Change*, 59, 49 - 66.
- Klebsberg, R. 1947. Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. *Mitt. d. Naturwiss. Medizinischen Vereins*, 47, 9 - 32. Innsbruck.
- Klebsberg, R. 1948/49. *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Bd. I. (1948), Bd. II. (1949), Wien Springer, 1028. Wien.

- Klein, A.G., Seltzer, G.O., Isacks, B.L. 1999. Modern and Last Glacial Maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia and Northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 18, 63 - 84.
- 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 8, 95.
- Kull, C., Grosjean, M., Veit, H. 2002. Modeling Modern and Late Pleistocene Glacio-Climatological Conditions in the North Chilean Andes (29–30° S), *Climate Change*, 52, 359 – 381.
- Kurowski, L. 1981. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. *Geographische Abhandlungen*, 5 (1), 115 - 160.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24 (1), 75 - 90.
- Labeyrie, L., Cole, J., Alverson, K., Stocker, T. 2003. The history of Climate Dynamics in the late Quaternary. In *Paleoclimates, global change and the futures* (K. Alverson, R. Bradley & T. Pedersen eds). Ed. Springer.
- Lal, D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 (2-4), 424 - 439.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research*, 51, 83 – 93.
- Lamy, F., Kalsner, J., Ninneman, U., Hebbeln, D., Arz, H., Stoner, J. 2004. Antarctic timing of surface water change of Chile and Patagonian Ice Sheet response. *Science*, 304, 1959- 1962.
- Langbein, W.B. 1947, Topographic characteristics of drainage basins; U.S. Geol. Survey Water Supply Paper, 968-C, 125 -157.
- Leonard, E.M. 1984. Late Pleistocene equilibrium-line altitudes and modern snow accumulation patterns, San Juan Mountains, Colorado, USA. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 16, 65 –76.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J., Rivera, A., Barichivich, J. 2009. Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 334-344.
- Le Roux, J. 2002. Sedimentology. Apuntes del curso de sedimentología. Departamento de Geología. Universidad de Chile, 66.
- Lichtenecker, N. 1938. Die Gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz (1936)*, 141 - 147. Wien.
- Lliboutry, L. 1956. Nieves y glaciares de Chile. *Fundamentos de glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, 471.
- Lohse, P., Riquelme, R., Rojas, C., Aguilar, G. 2009. Variación de la Altitud de la Línea de Equilibrio Glacial durante la deglaciación del Pleistoceno tardío-Holoceno y su significado en cuanto a evolución paleo-climática en los Andes Semiáridos (Valle el Encierro, 29° S, Norte de Chile. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile.
- Lohse, P. 2010. Análisis Geomorfológico y Cronología Absoluta a partir de edades de exposición de los depósitos glaciares y paraglaciares del Valle El Encierro, Andes Semiáridos del Norte de Chile (29°S). *Memoria Geólogo. Antofagasta*. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 118.
- Lukas, S. 2007. Early-Holocene glacier fluctuations in Krundalen, south central Norway: palaeo-glacier dynamics and palaeoclimate. *Holocene*, 17, 585 – 598.

- Lukas, S., Bradwell, T. 2010. Reconstruction of a Lateglacial (Younger Dryas) mountain icefield in Sutherland, northwestern Scotland, and its palaeoclimatic implications. *Journal of Quaternary Science*, 25, 567 – 580.
- Marangunic, C., Thiele, R. 1971. Procedencia y determinaciones gravimétricas de espesor de la morrena de Laguna Negra, provincia de Santiago. En: Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y matemáticas. Departamento de Geología. Publicación N° 38. Santiago, Chile, 25.
- Marangunic, C. 1979. Inventario de glaciares en la hoya del río Maipo. Dirección General de Aguas, MOP, Santiago, Chile, 65.
- Markgraf, V., Bradbury, J.P., Fernandez, J. 1986. Bajada de Rahuel, Province of Neuquen, Argentina: An Interstadial Deposit in Northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56, 251 - 258.
- Markgraf, V., Dodson, J., Kershaw, A., Mc Glone, M., Nicholls, N. 1992. Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics*, 6, 193 - 211.
- Martínez, R., Osorio, R. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale*, 9 (82), 28 - 43. Santiago.
- Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C., Aravena, J. 2006. Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate*, 19, 6334 - 6352.
- Masiokas, M., Rivera, A., Espizúa, L., Villalba, R., Delgado S., Aravena, J.C. 2009. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 242 – 268.
- McCabe, G.J., Dettinger, M.D. 2002. Primary modes and predictability of year-to-year snowpack variations in the western United States from teleconnections with Pacific Ocean climate, *Journal of Hydrometeorology* 3, 13 – 25.
- McCulloch, R., Fogwill, C., Sugden, D., Bentley, M., Kubik, P. 2005. Chronology of the last glaciations in central Strait of Magellan and Bahía Inútil, Southernmost South America. *Geografiska Annaler*, 87A, 289 - 312.
- Meierding, T.C. 1982 Late Pleistocene glacial equilibrium line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18 (3), 289 - 310.
- Meir, M.F., Post, A.S. 1962. Recent variations in mass net budgets of glaciares in western North America. *Comm. des Neiges et des Glaces, Union Geodesique et Geophysique Internatinale. Assoc. Internat. d'Hydr. Scient, Oberqurgl*, 63 - 77.
- Milana, J.P. 1998. Sequence Stratigraphy in Alluvial Settings: a Flume-Based Model with Application to Outcrop and Seismic Data. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 98, 1736 - 1753.
- Moreno, H., Thiele, R., Varela, J. 1991. Estudio Geológico y de Riesgos Volcánico y de Remoción en Masa del Proyecto Hidroeléctrico Alfalfal II y Las Lajas (Technical Report). CHILGENER S.A., Santiago, 78.
- Moreno, P.I., Lowell, T.V., Jacobson, G.L. Jr., Denton, G.H. 1999. Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and last termination in the Chilean Lake District: a case study from Canal de la Puntilla (41°S). *Geografiska Annaler*, 81A, 285 – 311.
- Moreno, P., Jacobson, G., Lowell, T., Denton, G. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late – glacial cooling episode in southern Chile. *Nature*, 409, 804 – 808.
- Moreno, P., Kaplan, M., Francois, J., Villa-Martínez, R., Moy, C., Stern, C., Kubik, P. 2009. Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11,5 ka in southwestern Patagonia. *Geology*, 37 (4), 375 - 378.

- Munizaga, F., Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32° - 33°S): Datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, 16, 3 - 21.
- Munizaga, F., Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo Mioceno en Los Andes del Aconcagua (La. 32°-33°S): Datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, 16, 3 - 21.
- Muñoz, M. 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50' S, 70°12'-70°05'). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Nesje, A., Olaf, S. 2000. *Glacier and environmental change*. Editorial Arnold. Londres, 203.
- Newnham, R., Vandergoes, M., Sikes, E., Carter, L., Wilmshurst, J., Lowe, D., McGlone, M., Sandiford, A. 2011. Does the bipolar seesaw extend to the terrestrial southern mid-latitudes?. *Quaternary Science Reviews*, 36, 214 - 222.
- Nogami, M. 1976. Altitud of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 11, 70 - 86.
- Nogami, M. 1982. Circulación Atmosférica durante la última época glacial en Los Andes. *Revista de Geografía Norte Grande*, 9, 41 - 48.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45' S). *GSA Bulletin*, 115 (12), 1523 - 1537.
- Oerlemans, J. 2001. *Glaciers and Climate Change*. Ed. A.A. Balkema Publishers. Amsterdam, 148.
- Ormeño, A. 2007. Geodinámica de la hoya hidrográfica del río Maipo en la zona cordillerana de la Región Metropolitana: Implicancias neotectónicas. Tesis (Magister en Ciencias, mención geología). Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 177.
- Osmaston, H. 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the area\_altitude, the area\_altitude balance ratio and the area\_altitude balance index methods and their validation. *Quaternary International*, 138, 22 – 31.
- Pedraza, J. 1996. *Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones*. Madrid. Editorial Rueda, 414.
- Pellicciotti, F., Helbing, J., Rivera, A., Favier, V., Corripio, J., Araos, J., Sicart, J-E., Carenzo, M. 2008. A study of the energy balance and melt regime on JuncalNorte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity. *Hydrological Processes*, 22, 3980 – 3997.
- Pellitero, R. 2013. Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental. *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1–2), 71 – 90.
- Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Hughes, P., Lukas, S., Ribolini, A. 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55 - 62.
- Peña, H., Nazarala, N. 1987. Snowmelt-runoff Simulation Model of a Central Chile Andean Basin with Relevant Orographic Effects. In: *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symposium)* IAHS Publication, 166, 161 - 172.
- Péwé, T.L., Reger, R.D. 1972. Modern and wisconsinan snowlines in Alaska. En: *Proceeding in of the XXIV International Geological Congress*, 12, 187 - 197.
- Phillips, F.M., Zreda, M.G., Flinsch, M.R., Elmore, D., Sharma, P. 1996. A Reevaluation of Terrestrial Rocks Cosmogenic <sup>36</sup>Cl Production Rates in Terrestrial Rocks. *Geophysical Research Letters*, 23 (9).
- Porter, S.C. 1975. Equilibrium line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, 27 - 47.

- Porter, S. 2001. Snowline depression in the tropics during the last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067 – 1091.
- Putkonen, J., Swanson, T. 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59, 255 - 261.
- Quintana, J. 2004. Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal. Tesis de Magíster en Geofísica, Universidad de Chile, 99.
- Rabassa, J., Clapperton, C. 1990. Quaternary Glaciations of The Southern Andes. *Quaternary Sciences Reviews*, 9, 153 – 174.
- Ragetti, S., Pellicciotti, F. 2012. Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48, 1 - 20.
- Rau, F., Mauz, F., Vogt, S., Khalsa, S.J.S, Raup, B. 2005. Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory. GLIMS Regional Center 'Antarctic Peninsula', 36.
- Rauld, R.A. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57.
- Rauld, R. 2011. Deformación Cortical y Peligro Sísmico Asociado a la Falla San Ramón en el frente Cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis Ph.D., Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 445.
- Rea, B., 2009. Defining modern day Area-Altitud Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28, 237 - 248.
- Rebolledo, S.; Elgueta, S.; Carrasco, N.; Vatin Perignon, N.; Kieffer, G. 2000a. Zonificación del peligro de remoción en masa en San José de Maipo, valle del río Maipo, Región Metropolitana. IX Congreso Geológico Chileno. Actas, 1, 102 – 106.
- Rebolledo, S.; Elgueta, S.; Vogel, M.; Vatin Perignon, N.; Kieffer, G. 2000b. Remociones en masa en el sector de Lagunillas, valle del río Maipo, Región Metropolitana. IX Congreso Geológico Chileno. Actas, 1, 107 – 110.
- Richter, E. 1885. Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen. II. Die Gletscher der Ötztal Gruppe im Jahre 1883. *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, 16, 54 - 65. Innsbruck.
- Richter, E. 1888. Die Gletscher der Ostalpen. J. Engelhorn, Stuttgart.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34° S). *Revista Geológica de Chile*, 17 (2), 205 - 214.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., Lange, H. 2000. Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Revista Investigaciones Geográficas*, 34, 25 - 52.
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., Dowdeswell, J. 2007. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59, 126 -137.
- Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G. 2007. Glacier Variations in central Chile (32°S-41°S). *Glacier Science and Environmental Change*, Chapter Forty-Nine.
- Rodbell, D.T., Smith, J.A., Mark, B.G. 2009. Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2165 - 2212.



- Rojas, M., Moreno, P., Kageyama, M., Crucifix, M., Hewitt, C., Abe-Ouchi, A., Ohgaito, R., Brady E., Hope, P. 2009. The Southern Westerlies during the last glacial maximum in PMIP2 simulations. *Climate Dynamics*, 32, 525 - 548.
- Ruddiman, W.F. 2008. *Earth's Climate: Past and Future*. Segunda Edición. Nueva York, 388.
- Rupper, S., Roe, G. 2008. Glacier changes and regional climate: a mass and energy balance approach. *Journal of Climate*, 21, 5384 – 5401.
- Sagredo, E., Lowell, T. 2012. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, 86 – 87, 101 – 109.
- Sagredo, E., Rupper, S., Lowell, T. 2014. Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation change along the Andes. *Quaternary Research*, 81, 355 - 366.
- Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., Amnell, T. 2002. Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates- the excel template application Makesens. Publications on air quality No. 31. Finnish Meteorological Institute.
- Schaller, M., Ehlers, T.A., Blum, J.D., Kallenberg, M.A. 2009. Quantifying glacial moraine age, denudation, and soil mixing with cosmogenic nuclide depth profiles. *Journal of Geophysical Research*, 14, 1 - 18.
- Seegerstrom, K., Castillo, O., Falcón, E. 1964. Quaternary mudflow deposits near Santiago, Chile. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 475 – D, 152, D144 – D148.
- Sellés, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30' S; 70°30'-70°45' O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 154.
- Sellés, D. 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 1, 555-558.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association* 63, 1379 - 1389.
- Sepúlveda, S.A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E.A., Rebolledo, S., 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*, 12, 432 – 455.
- Serrano, E., Gonzalez, J. 2004. El método AAR para la determinación de paleo-ELAs. Análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas, cordillera Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7 - 34.
- Shimamura, Y., Izumi, T., Matsumaya, H. 2006. Evaluation of a useful method to identify snow-covered areas under vegetation-comparisons among a newly proposed snow index, normalized difference snow index and visible reflectance. *International Journal of Remote Sensing*, 27 (21), 4867 -4884.
- Singer, B, Hildreth, W, Vincze, Y. 2000. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar evidence for early deglaciation of the central Chilean Andes. *Geophysical Research Letters*, 27, 1663 – 1666.
- Skewes, A., Stern, C., Holmgren, C., Contreras, A., Godoy., I., Rivano, S. 1991. Evolución Magmática cerca del borde sur del segmento de bajo ángulo de subducción en Chile Central (32°-34° S). Resúmenes ampliados del Congreso Geológico Chileno, 146 - 148.
- Stansell, N., Polissar, J., Abbott, M. 2007. Last glacial maximum equilibrium line altitude and paleo-temperature reconstructions for the Cordillera de Mérida, Venezuelan Andes. *Quaternary Research*, 67, 115 - 127.
- Stiefel, J. 1965. Lahares glaciovolcánicos recientes y depósitos comparables del Pleistoceno Chileno. *Sociedad Geológica de Chile. Resúmenes*, 10, 7–16.

- Stingl, H., Garleff, K. 1985. Glacier variations and climate of the Late Quaternary in the subtropical and mid-latitude Andes of Argentina. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Universitätsverlag Wagner, 21, 225 - 228. Innsbruck.
- Stokes, S. 1999. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, 29 (1-2), 153 - 171.
- Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11), 1117 – 1142.
- Stuiver, M., Reimer, O.J., Reimer, R.W. 2005. CALIB 5.0 Program and documentation.
- Stuut, J.-B.W., Lamy, F. 2004. Climate variability at the southern boundaries of the Namib (southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 yr. *Quaternary Research*, 62 (3), 301 - 309.
- Tavera, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Inédito, 9.
- TDR (Términos de Referencia) CAZALAC. Balance de masa glaciológico y condiciones regionales de nieve en el norte chico: interacción con el clima y su influencia en el deshielo, La Serena, Chile.
- 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, Santiago, 35, 23.
- Thiele, R., Beccar, I., Levi, B., Nyström, J.O., Vergara, M. 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, Bd. 80, H. 1, 179 - 186.
- Thiele, R. 1980. Carta Geológica de Chile 1:250.000. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 39, 51.
- Tricart, J.; Michel, M. 1963. Informe sobre la Geomorfología de la Cuenca de Santiago y sus relaciones con aguas subterráneas. Instituto de Investigaciones Geológicas, 25.
- Turner, K., Fogwill, C., McCulloch, R., Sugden, D. 2005. Deglaciation of the eastern flank of the North Patagonian Icefield and associated continental –scale lake diversions. *Geografiska Annaler* 87A, 363 - 374.
- Valero-Garcés, B.L., Jenny, B., Rondanelli, M., Delgado-Huertas, A., Burns, S.J., Veit, H. and Moreno, A. 2005. Palaeohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34°30' S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46,000 yr. *Journal of Quaternary Science*, 20, 625 – 641.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T.K., Forman, S.L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., Armijo, R. 2014. Probing large intraplate earthquakes at the wet flank of the Andes. *Geology*, 42, 1083-1086.
- Vergara, M., Drake, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34, 42 - 52.
- Vergara, M. y Nyström, J.O. 1996. Geochemical features of Lower cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, Central Chile (31°-34°S). *Revista Geológica Chilena*, 23 (1), 97 - 106.
- Vergara, M., Morata, D., Villarroel, R., Nyström, J., Aguirre, L. 1999. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rock from “Cerro El Abanico”, Santiago Andean Cordillera (33°30' S, 70°30' – 70°25' W). *Proceedings Fourth ISAG*, Göttingen, Germany, 785 - 788.

- Wäger, P. 2010. Glacier - climate modeling in Las Leñas, Central Andes of Argentina. Master's Thesis. Faculty of Science, University of Bern, 135.
- Wyroll, K-H., Dong, B., Valdés, P. 2000. On the position of Southern Hemisphere westerlies at the Last Glacial Maximum: an outline of AGCM simulation results and evaluation of their implications. *Quaternary Science Reviews*, 19, 881 - 898.
- Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C. III, Novacek, M.J., McKenna, M.C., Charrier, R. 1994. Palaeogene Mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assesment. *American Museum Novitates*, 3098, 31.
- Yang, J., Tan, C., Zhang, T. 2013. Spatial and temporal variations in air temperature and precipitation in the Chinese Himalayas during the 1971 - 2007. *International Journal of Climatology*, 33(12), 2622 - 2632.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E.,and Billups, K. 2001. Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to present. *Paleoclimate Science*, 292, 686 - 693.
- Zech, R., Kull, C., Veit, H., 2006. Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, Northern Chile (29°S), deduced from <sup>10</sup>Be surface exposure dating. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 277–286.
- Zech, R., Kull, C., Kubik, P., Veit, H. 2007. Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraine in the Cordon de Doña Rosa, Northern/Central Chile (31°S). *Climate of the Past*, 3, 1 - 14.
- Zech, R., May, J., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P., Veit, H. 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the from 15° to 40° S. *Journal of the Quaternary Science*, 23 (6-7), 635 - 647.
- Zhang, Q., Xu, C.-Y., Tao, H. 2010. Climate changes and their impacts on water resources in the arid regions: a case study of the Tarim River basin, China. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24 (3), 349 - 358.

## 8. Anexos

---

# ANEXO A

Presentación Poster Aceptada en PAGES 2014.

Herrera-Ossandón, Mariajosé, Vargas, Gabriel. 2014. In the Paleoenvironmental reconstruction, case of El Volcán Basin, central valley, andes of santiago, chile

Preferred session: **Paleoclimatic records from continental and marine environments.**

IN THE PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION, CASE OF EL VOLCÁN BASIN, CENTRAL VALLEY, ANDES OF SANTIAGO, CHILE

**Herrera – Ossandón, M.**<sup>1,2</sup>, Vargas, G.<sup>1,2</sup>

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile ([mariajoseherrera@gmail.com](mailto:mariajoseherrera@gmail.com)), (2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, CEGA.

## **Abstract**

The estimation of the Equilibrium Line Altitude (ELA) is one of the most useful parameters to determine the effect of climate in glaciers. Once it is obtained, paleo-ELA, through the application of AAR method, helps to reconstruct the paleoclimates and paleoenvironments that glaciers recorded in different stadium, support with ages obtained through dating of samples of glacial drift. The reconstruction of paleo-ELAs in the El Volcán sub-basin, located in the Andes of Santiago, and the incorporation of the mass balance data, allow to apply glacier – climate models and reconstruct the paleoenvironments in the Subtropical Andes, consistent with ages found in the area.

The ages were obtained in two drift in the sub basin of El Volcán: a C<sup>14</sup> age of 10 ka for sediments from a proglacial lake, a He<sup>3</sup> cosmogenic age of 19 ka for a moraine boulder and an OSL age of 45-36 ka for fluvio-glacial deposits. These results are the first approach to link the OSL, radiocarbon and cosmogenic ages with geomorphologic markers in this area, and show a good correlation with regional observation (Zech et al., 2008).

The chronology of the stadium (stages) obtained from this particular glacial system in this study suggests a predominantly climate control, both temperature and precipitation more than topographic control, during the Pleistocene-Holocene.

*Keywords:* Paleoenvironments, Paleo-ELAs, Volcán Basin

## **References**

Zech, R., May, J., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P., Veit, H. (2008). Timing of the late Quaternary glaciation in the from 15° to 40° S. *Journal of the Quaternary Science* 23 (6-7) 635-647.

*This work is supported by the FONDAP 15090013 project, within the framework of Centro de Excelencia de Geotermia de Los Andes (CEGA).*

# ANEXO B

Presentación Aceptada en GEOSUR 2013.

Herrera-Ossandón, Mariajosé, Santis, Alejandro, Vargas, Gabriel. 2013. In the Paleoenvironmental reconstruction: estimation of Paleo Equilibrium Line Altitude in the Central Andes, the case of El Volcán Basin.

## **In the Paleoenvironmental reconstruction: estimation of Paleo Equilibrium Line Altitud in the Central Andes, the case of El Volcán Basin.**

Mariajosé Herrera Ossandón<sup>\*1,2</sup>, Alejandro Santis<sup>3</sup> and Gabriel Vargas<sup>1,2</sup>

(1) *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.*

(2) *Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, CEGA.*

(3) *Escuela de Geomensura, Facultad de Ingeniería, Universidad Tecnológica Metropolitana.*

*\* Presenting Author's email: mariajoseherrera@gmail.com*

The estimation of Equilibrium Line Altitud (ELA) is one of the most useful parameters for determination the effect of climate in glaciers. If determined paleo ELA would reconstruct paleoclimates and paleoenvironments which harbored the glaciers in the Last Glaciation Maximum (LGM). Through the application of AAR method, the obtained values are compare with the empirical values for the temperate glaciers in the Central Andes and there are associated with the climatic information available. This is the first approach to linkage OSL ages with geomorphic markers which provided the keys for mapped and reconstruction of environmental conditions for glaciers during the LGM. This estimation will provide the stage necessary for linkage between this local research, means the geomorphology evidence allows identified two drift in the sub basin of El Volcán, and the regional study in the Central Andes. The chronology of the stadium (stages) deduced from glacial systems of the study area, compared to other reported along the Andes, suggests a climate control room during the Pleistocene.

*This work is supported by the FONDAP 15090013 project, within the framework of Centro de Excelencia de Geotermia de Los Andes (CEGA).*



# ANEXO C

Presentación en XIII Congreso Geológico Chileno.

Herrera, Mariajosé; Vargas, Gabriel; Sepúlveda, Sergio. Cronología del Último Máximo Glacial y Registro del Younger Dryas en Los Andes de Santiago. Presentación oral en XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Agosto 2012.

# Cronología del Último Máximo Glacial y registro del Younger Dryas en Los Andes de Santiago

Mariajosé Herrera-Ossandón<sup>\*1,2</sup>, Gabriel Vargas<sup>1,2</sup>, Sergio Sepúlveda<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

<sup>2</sup>Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, CEGA.

\*email: mariajoseherrera@gmail.com

**Resumen.** Investigaciones en Los Andes han documentado que los avances glaciares no han sido sincrónicos y han presentado desfases relacionados a condiciones climáticas.

El presente trabajo muestra resultados de un estudio geomorfológico enfocado a determinar la cronología de los estadios glaciales en Los Andes frente a Santiago. Mediante dataciones con métodos OSL se determinaron edades entre 45Ka y 36Ka a partir de sedimentos fluvio-glaciales en el sector de San Gabriel, localizado a una altitud del orden de 1200 m.s.n.m. Además, resultados radiocarbono permitieron datar unidades asociadas a un estadio glacial en el valle de la Engorda (2550 m.s.n.m.), afluente del río Volcán, en torno a los 10000 años calibrados AP. Esto último se asocia a una primera evidencia de posibles manifestaciones del YD en la vertiente occidental de Los Andes subtropicales.

**Keywords:** Última glaciación, Cordillera de Los Andes, Santiago

## 1 Introducción

Las reconstrucciones geomorfológicas y glaciomorfológicas, a través de la identificación de depósitos glaciales típicos de avances de hielo como son las morrenas, junto con la datación de los materiales componentes de estos depósitos, aportan al conocimiento de la evolución geomorfológica y paleoclimática de las zonas estudiadas.

Durante la Última Glaciación se detectaron globalmente varios avances y retrocesos, teniendo su máximo alcance cerca de los 21Ka durante el LGM (*Last Glacial Maximum*; Siebert, 2001). La transición entre el LGM y la siguiente etapa interglacial (Holoceno) ha presentado periodos de inestabilidad climática representados por avances glaciares, tanto en el Hemisferio Norte como en el Sur, correspondientes a eventos como *Heinrich I*, *Antarctic Cold Reversal*, *Younger Dryas*, entre otros.

A escala del Pleistoceno tardío – Holoceno, antecedentes regionales muestran avances diacrónicos de los glaciares subtropicales respecto de los glaciares patagónicos en la

vertiente occidental de la cordillera de Los Andes, en particular durante el último máximo glacial como producto de condiciones climáticas distintas (Zech et al., 2008; Denton et al., 1999). Debido a cambios extremos en los máximos estadios glaciales, y considerando un efecto latitudinal importante, deberían haberse generado eventos de retroceso y fusión significativos de los glaciares pleistocenos que han debido tener un impacto sobre la evolución geomorfológica reciente de la cadena andina.

Según Wäger (2009) y Zech et al. (2008), en los Andes Subtropicales se han presentado condiciones locales de últimos máximos glaciales (LLGM) gatillados por pulsos húmedos provenientes de la intensificación de los westerlies y por la baja generalizada de las temperaturas durante el periodo glacial.

En este trabajo se aportan los primeros antecedentes geomorfológicos y geocronológicos sobre la cronología y localización de los estadios glaciales asociados a la Última Glaciación en Los Andes frente a Santiago.

## 2 Resultados

### 2.1 Datación de marcadores geomorfológicos

Los resultados de este trabajo, obtenidos a partir de dos campañas realizadas en el Cajón del Maipo pretenden entregar los primeros datos respecto del comportamiento de los avances glaciares pleistocenos en la zona central de Chile.

Las edades obtenidas a través de métodos de luminiscencia ópticamente inducida (OSL) en depósitos fluvio-glaciales en el sector de la confluencia de los ríos Maipo, Volcán y El Yeso (~33° S; Figura 1), en el área de San Gabriel (1200 m.s.n.m.), indican que depósitos fluvio-glaciales se formaron entre los 45 y 36 ka. Puesto que constituyen los depósitos glaciales del Pleistoceno-tardío más occidentales en la hoya hidrográfica del río Maipo, estos resultados implican que el máximo avance local de los glaciares durante la Última Glaciación ocurrió en forma previa al máximo global (LGM).

Se reconocieron tres sistemas morrénicos en la hoya hidrográfica del río Volcán, aguas arriba de San Gabriel. Dataciones con método  $^{14}\text{C}$  de depósitos glaciolacustres, correspondiente a depósitos lacustres proglaciales en el valle de La Engorda, ubicados a 2550 m.s.n.m., entregaron edades calibradas en torno a los 10 ka AP (Figura 1). Estas edades son cercanas al evento conocido como Younger Dryas, el cual caracterizó un reavance de los hielos en el Hemisferio Norte durante el periodo de la deglaciación, en torno a los 11 ka AP.

### 3 Conclusiones

En este trabajo se evidenciaron dos estadios glaciales. El Sistema Glacial de San Gabriel, el cual fue datado en torno a los 45-36 ka AP, corresponde al máximo avance durante la Última Glaciación pleistocena en la cordillera andina frente a Santiago. Este avance es concomitante con otros reportados en la región subtropical de la vertiente occidental andina por Zech et al. (2008).

Un segundo estadio fue deducido a partir del Sistema Glacial de La Engorda, con una edad mínima en torno a los 10 ka AP. Este podría corresponder a las primeras evidencias en la región del evento conocido globalmente como Younger Dryas.

La cronología de los estadios deducidos a partir de los sistemas glaciales del área de estudio, respecto de otros reportados a lo largo de Los Andes, sugiere un control climático local durante el Pleistoceno.

### Agradecimientos

Este trabajo fue realizado gracias al Centro de Excelencia de Geotermia de Los Andes (CEGA), proyecto Fondap 15090013.

### Referencias

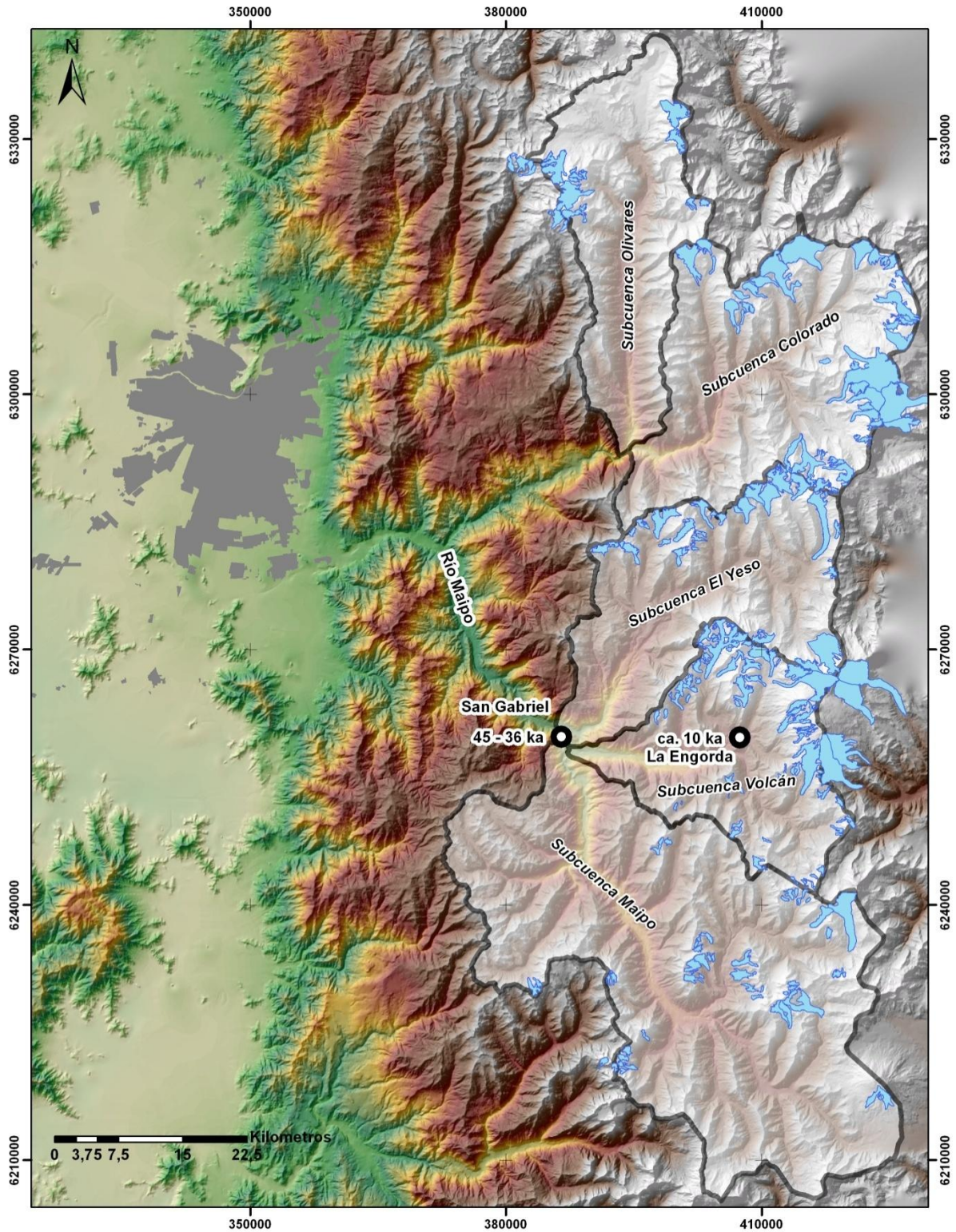
Denton, G.H., Heusser, C.J., Lowell, T.V., Moreno, P.I., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Schlüchter, C., Marchant, D.R. 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geogr. Ann.*, 81 A (2): 107-153.

Siegert, M. 2001. Ice sheets and late quaternary environmental change. Ed. John Wiley & Sons. Chichester. 248 pp.

Wäger, P. 2009. Glacier - climate modeling in Las Leñas, Central Andes of Argentina. Master's Thesis. Faculty of Science, University of Bern. 135 pp.

Wanner, H., Beer, J., Butikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Kaplan, J.O., Kuttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 1-38.

Zech, R., May, J., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P., Veit, H. 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the from 15° to 40° S. *Journal of the Quaternary Science* 23 (6-7) 635-647.



**Figura1.** Cronología de los sistemas glaciales del Valle del Volcán en el sector de San Gabriel (45-36 ka) y La Engorda (ca. 10 ka).

# ANEXO D

Sección de Metodología de Datación  $^{14}\text{C}$  y OSL

#### D. 1. Datación por radiocarbono.

La datación por radiocarbono se realizó en muestras a granel. En este caso, las fechas de las dataciones en las muestras, son denominadas como fechas de tiempo de residencia ( $^{14}\text{C}$  MRT), y reflejan la edad promedio de carbono diseminado dentro de la muestra. Las muestras se lavan con ácido para eliminar el carbonato secundario, y se tratan para eliminar la materia orgánica lábil, con el objetivo de analizar el material orgánico más resistente.

Los resultados convencionales de radiocarbono (tabla 14, capítulo IV, sección 4.4.2) de la materia orgánica a granel en sedimentos acidificados se calibraron usando Calib Radiocarbon Calibration Program (Stuiver & Reimer, 1993) y la base de datos atmosférica Intcal09 (Reimer et al., 2009). Las edades se presentan como el rango de edad calibrado  $2\sigma$  (2 sigma) junto al contexto geomorfológico que caracteriza el sector desde donde se extrajo la muestra.

#### Referencias

Stuiver, M., Reimer, P. J. 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program, Radiocarbon, 35: 215-230 p.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Mc Cormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon, 51 (4): 1111–1150 p.

## D. 2. Datación por Luminescencia Ópticamente Estimulada (OSL).

Los sedimentos considerado para la datación OSL son sedimentos de grano fino-medio, enterrados en un horizonte de la sección estratigráfica. Las muestras se tomaron con un martillo de diámetro interior de 5 cm y 10-15 cm de longitud de tubo. Se removieron los sedimentos más externos (correspondiente a 1 cm del tubo), dejando el sedimento no expuesto a la luz en el centro del tubo para la datación OSL. Las edades ópticas se determinaron mediante dos métodos de dosis regenerativa en la fracción de grano fino polimineral o en la fracción de cuarzo. Se determinaron edades OSL en las fracciones de cuarzo utilizando una técnica de alícuotas múltiples (Jain et al., 2003) y aplicando protocolos de regeneración de alícuotas individuales (en granos de cuarzo). Los protocolos SAR (Murray & Wintle 2003) se aplicaron selectivamente porque la mayoría de los extractos de cuarzo carecían de un dominio del componente rápido y mostraron componentes apreciables lentos y medios (Murray & Wintle 2003). Tenga en cuenta que las edades OSL por las dos técnicas diferentes se superponen a un error sigma y dan mayor confianza en la cronología resuelta.

### Procedimientos de regeneración de alícuotas múltiples

En este estudio se utilizaron procedimientos de regeneración de alícuotas múltiples (MAR) con normalización de la dosis de los componentes (Jain et al., 2003) para estimar la dosis equivalente en granos finos poliminerales y fracción de cuarzo de sedimentos (Tabla A1). Inicialmente, los granos finos se extrajeron por sedimentación siguiendo la Ley de Stokes y los granos gruesos por tamizado, después de eliminar los orgánicos y el carbonato con remojo en  $H_2O_2$  y en HCl, respectivamente (Aitken, 1998). Los extractos de cuarzo en la fracción de grano fino se aislaron posteriormente por digestión en ácido hidrofusilícico (sílice saturado) durante seis días (Berger et al., 1980, Roberts, 2007). El área de la placa de sedimento era aproximadamente circular con un diámetro de 1 cm. Este área de la placa se utilizó porque las áreas más pequeñas de la placa se asocian con los contadores bajos de fotón, <1000 cuentas/s en las emisiones máximas para las dosis naturales. Las edades posteriores se determinaron con máximos de emisiones de > 1000 recuentos de fotones/0,4 s de las dosis naturales y bajas dosis regenerativas. Las emisiones bajas (<200 recuentos de fotones/0,4 s) en o cerca del recuento de fondo con estimulación infrarroja posterior indican un cuarzo puro separado, al igual que la presencia de un máximo de termoluminiscencia de 110°C para alícuotas irradiadas (Koul, 2008). El restablecimiento (reseteo o reajuste) solar de alícuotas antes del análisis de MAR se llevó a cabo mediante iluminación de 8 horas de una lámpara solar de vapor de mercurio General Electric de 275W, eliminando cualquier electrón preexistente dentro de trampas fotosensibles accesibles, induciendo cambios mínimos de sensibilidad a la dosis (Richardson, 1994). La luminiscencia se midió usando un sistema Risø Modelo TL / luminiscencia-DA-15 que contiene diodos emisores de luz capaces de estimular tanto el infrarrojo ( $875 \pm 30$ ) como el azul ( $470 \pm 20$ ). La luminiscencia resultante pasa a través de un filtro Hoya U-340 (> 10% de transmisión > 380 nm) antes de su detección dentro del tubo fotomultiplicador Thorn-EMI 9235 QA del sistema.

Para compensar los cambios de sensibilidad inducida en el laboratorio, se utilizó el procedimiento de normalización de componentes específicos (Jain et al., 2003). Se aplicó una dosis de normalización ( $\sim 4$  Gy  $\beta$ ) a todos los discos, ya sea después de la medición de la señal de luminiscencia natural o antes de la medición de la curva de respuesta a la dosis (Tabla A1) y la relación (razón) de respuesta de secundaria a inicial de la luminiscencia para derivar un factor de corrección para los cambios de sensibilidad. La eficacia del tratamiento de precalentamiento (150 ° C durante 1 hora) para la dosis de normalización se evaluó comparando la forma de la curva (distribución de la trampa) entre la dosis natural y dosis subsecuente (Bailey et al., 2003). Una respuesta de dosis similar se indicó con una pendiente cero o baja (<0,1) entre la luminiscencia para la dosis inicial y secundaria, evaluada a intervalos de un segundo. Para eliminar cualquier contribución a la señal de luminiscencia de los electrones que residen dentro de las trampas que son térmicamente inestables durante los períodos geológicos, se emplearon dos tratamientos de calentamiento diferentes: primero, almacenamiento a 150 °C durante 1 hora inmediatamente después de cada irradiación de laboratorio (Forman & Pierson, 2002), y segundo, medición a temperatura elevada 125 °C durante la estimulación (Wintle & Murray, 2000). Debido a que la

señal de luminiscencia natural no incluye ninguna contribución de electrones que residen dentro de trampas que son térmicamente inestables durante períodos de tiempo geológicos, el primer tratamiento de calentamiento no es necesario antes de su medición. La temperatura y la duración del primer tratamiento de calentamiento después de la dosis de normalización posterior se seleccionaron desde un intervalo de temperaturas (140-200 ° C) para imitar la distribución de la carga exhibida por la señal de luminiscencia natural. El éxito se indicó con una pendiente cero o baja ( $<0,1$ ) entre la luminiscencia de la dosis inicial y secundaria, evaluada a intervalos de un segundo, y un valor de dosis equivalente uniforme a lo largo de la curva de brillo descendente también indicativo del completo restablecimiento solar (Bailey et al., 2003). Se aplicó una dosis regenerativa secuencial de hasta 255 grises a cada muestra que excedió la luminiscencia natural correspondiente y esta respuesta a la dosis fue insaturada. La dosis equivalente se calculó durante al menos los primeros 50 segundos de estimulación, dependiendo del recuento de fondo, como media ponderada.

Se utilizaron los procedimientos de laboratorio que acceden a los componentes de luminiscencia sensibles a la luz para componentes de cuarzo. Las trampas más fotosensibles para el cuarzo se restablecen dentro de los 10 segundos de la exposición de alta intensidad (25mW /cm<sup>2</sup>) de luz azul (470 ± 20nm) (Agersnap-Larsen et al., 2000). Estas mismas trampas están relacionadas con el máximo de luminiscencia térmica de 325 °C, lo que sugiere que las trampas para su matriz son térmicamente estables a escala de tiempo geológico (vida media  $> 3 \times 10^7$  años a 20 °C) (Wintle & Murray, 2000), y por lo tanto son objetivos adecuados para estudios de datación por luminiscencia. Este estudio de datación utilizó la corriente de inyección de diodo emisor de luz azul que se limitó al 10% del máximo, minimizando la intensidad de fotoestimulación y distribuyendo las contribuciones de las diversas trampas fotosensibles durante un período de tiempo mucho más largo (20 segundos). Las distribuciones resultantes de la respuesta de luminiscencia natural con el aumento del tiempo de foto-estimulación para estos sedimentos sugirieron reajuste solar completo, con un tratamiento de precalentamiento de 150 °C durante 1 hora, produciendo una distribución de luminiscencia más similar a las emisiones naturales.

#### Protocolos de regeneración de una alícuota individual

Se utilizaron protocolos de regeneración de una alícuota individual (SAR) (Murray & Wintle, 2003) en las separaciones de cuarzo datadas ópticamente (área de placa de 1 cm) (Tabla A2). Para los análisis SAR se utilizó un sistema automatizado Risø TL / luminescencia-DA-15. La estimulación de luz azul (470 ± 20 nm) procedía de una serie de 30 diodos emisores de luz que suministra ~ 15 mW /cm<sup>2</sup> a la posición de la muestra al 90% de potencia. Un tubo fotomultiplicador Thorn EMI 9235 QA acoplado con tres filtros de detección Hoya U-340 de 3 mm de espesor, que transmiten entre 290 y 370 nm, midieron las emisiones de fotones. Las irradiaciones de laboratorio utilizaron una calibración  $\approx Sr/\approx Y$  beta fuente acoplada con el lector Risø. Las emisiones de luminiscencia de todas las alícuotas de cuarzo mostraron una dominancia clara de un componente rápido (Murray & Wintle, 2003) con  $> 95\%$  de disminución de luminiscencia después de cuatro segundos de estimulación con luz azul. Todas las emisiones de SAR se integraron durante los primeros 0,8 s de estimulación de 40 s de medición, con antecedentes basados en las emisiones para el intervalo de 30 a 40 segundos.

Se realizó una serie de experimentos para evaluar el efecto del precalentamiento a 180 °, 200 °, 220 ° y 240 °C sobre la transferencia térmica de la señal regenerativa antes de la aplicación de los protocolos de datación SAR (Murray & Wintle, 2003). Estos experimentos no mostraron cambios de sensibilidad basados en precalentamiento y se utilizó una temperatura de precalentamiento de 240 °C en los análisis SAR. También se realizó una prueba para la reproducibilidad de dosis (Murray & Wintle, 2003) con la dosis regenerativa inicial y final de 6,7 ó 21 Gy produciendo una respuesta de luminiscencia concordante (con error de 1 sigma). El cálculo de la dosis equivalente por los protocolos de alícuotas individuales fue sencillo con al menos 30 alícuotas medidas para cada determinación de dosis equivalente. Distribuciones de dosis equivalentes son unimodales y el modelo de edad común (Galbraith & Roberts, 2012) se utilizó para el cálculo de la dosis final equivalente.



## Tasa de dosis

Para hacer una edad óptica, se necesita la tasa de dosis ambiental, que es una estimación de la exposición de los sedimentos a la radiación ionizante de la desintegración de las series U y Th y  $^{40}\text{K}$ , y fuentes cósmicas durante el período de enterramiento. El contenido de U y Th del sedimento asumiendo el equilibrio secular en la serie de desintegración y  $^{40}\text{K}$  se determinó por espectrometría de masa de plasma acoplada inductivamente analizada por Activation Laboratory LTD, Ontario, Canadá. Se incluyó un pequeño componente de rayos cósmicos de 0,22 a 0,16 mGy / año para la profundidad indicada (Prescott & Hutton, 1994).

La tasa de dosis para cada nivel de muestra en una unidad estratigráfica es internamente consistente y a menudo se superpone a una desviación estándar. Los valores de uranio son a su vez muy similares en el perfil descendente sin tendencias de profundidad, lo que indica poca o ninguna translocación. Las proporciones entre el torio y el uranio son muy consistentes entre 4 y 3 y coherentes con una fuente crustal última (Ahrens, 1995). Se afirma que el desequilibrio radiactivo si se presenta es un efecto secundario dentro del error sigma de la edad asociada.

## References

- Agersnap-Larsen, N., Bulur, E., McKeever, S. W. S. 2000. Radiation Measurements 32(5-6): 419-425 p.
- Ahrens, T.J. 1995. Global Earth Physics, A Handbook of Physical Constants, AGU Reference Shelf 1, 376 p. Aitken, M. J., Bowman, S.G. E. Archaeometry 17, 132, 1975.
- Aitken, M. J. 1998. An Introduction to Optical Dating: The dating of Quaternary Sediments by the use of Photon-stimulated luminescence: New York, Oxford University Press, 267 p.
- Bailey, R. M., Singarayer, J. S., Ward, S., Stokes, S. 2003. Radiation Measurements 37: 511 p.
- Berger, G. W., Mulhern, P. J., Huntley, D.H. 1980. Ancient TL 18: 7 p.
- Forman, S. L., Pierson, J. 2002. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 186: 25 p.
- Galbraith, R. G., Roberts, R.G.. 2012. Quaternary Geochronology 11: 1 p.
- Jain, M., Botter-Jensen, L., Singhvi, A. K. 2003. Radiation Measurements 37: 67 p.
- Koul, D. K. 2008. Pramana – Journal of Physics 71: 1209 p.
- Murray, A. S., Wintle, A. G. 2003. Radiation Measurements 37: 377 p.
- Prescott, J. R., Hutton, J. T. 1994. Radiation Measurements 23: 497 p.
- Richardson, C. A. 1994. Radiation Measurements 23: 587 p.
- Roberts, H. M., 2007, Radiation Measurements 42: 1627 p.
- Wintle, A. G., Murray, A.S. 2000. Radiation Measurements 32: 387 p.

**Tabla A1. Procedimiento de la Dosis Regenerativa de Alícuotas Múltiples.**

| Curva de Crecimiento                                | Natural   |
|---|---|
| 1. Blanqueamiento óptico de 8 horas de luz solar    | 1. Estimulación con luz azul y recolección de datos |
| 2. Dosis de prueba 4 grises                         | 2. Blanqueamiento óptico de 8 horas de luz solar    |
| 3. Precaliente 150 ° C durante 1 hora               | 3. Dosis de prueba 4 Por                            |
| 4. Estimulación con luz azul y recolección de datos | 4. Precalentar 150 ° C durante 1 hora               |
| 5. Blanqueamiento óptico de 8 horas de luz solar    | 5. Estimulación con luz azul y recolección de datos |
| 6. Dosis regenerativas (hasta 265 grises)           |   |
| 7. Precaliente 150 °C durante 1 h                   |   |
| 8. Estimulación con luz azul y recolección de datos |   |

**Tabla A2. Protocolos de regeneración de alícuota individual para dataciones ópticas.**

| Paso | Tratamiento  |
|------|--|
| 1    | Dosis natural o dar la dosis beta                    |
| 2    | Precalentamiento (240° C por 10s)                    |
| 3    | Estimular con luz azul (470 nm) durante 40s a 125 °C |
| 4    | Dar la dosis de prueba beta (por ejemplo, 0,5 Gris)  |
| 5    | Precaliente como en el paso 2                        |
| 6    | Estimular con luz azul (470 nm) durante 40s a 125 °C |
| 7    | Estimular con luz azul durante 40s a 260 °C          |
| 8    | Vuelva al paso 1                                     |