



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

**MODELAMIENTO NUMÉRICO 2D DE ESTABILIDAD DE LADERAS EN AMBIENTES  
PARAGLACIARES: CASO DESLIZAMIENTO YERBA LOCA, SANTIAGO, REGIÓN  
METROPOLITANA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

VANNESA JEANNETTE ROSALES FERRARI

**PROFESORA GUÍA:**  
MARISOL DEL PILAR LARA CASTILLO

**MIEMBROS DE LA COMSIÓN**  
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA  
ALEJANDRO ALFARO SOTO  
FELIPE OCHOA CORNEJO

ESTE TRABAJO HA SIDO PARCIALMENTE FINANCIADO POR:

FONDECYT 1201360

SANTIAGO DE CHILE  
2022

## **MODELAMIENTO NUMÉRICO 2D DE ESTABILIDAD DE LADERAS EN AMBIENTES PARAGLACIARES: CASO DESLIZAMIENTO YERBA LOCA, SANTIAGO, REGIÓN METROPOLITANA**

En agosto del 2018 ocurre un gran movimiento en una de las laderas del valle del estero Yerba Loca, este deslizamiento, es una remoción en masa del tipo multirrotacional que movilizó alrededor de 2.850.000 m<sup>3</sup> (SERNAGEOMIN, 2019). Su principal característica es que la masa afectada no ha colapsado y se encuentra a unos 4000 m de altitud. En la actualidad su escarpe principal continúa propagándose hacia la zona sur del deslizamiento. SERNAGEOMIN (2019) ha estudiado dos posibles escenarios en caso de colapso: o bien el material se podría depositar en el valle del estero Yerba Loca, o se podría generar un flujo el cual podría afectar a la localidad de Villa Paulina e incluso Corral Quemado.

En el presente trabajo se busca modelar en 2D la ladera involucrada en el deslizamiento Yerba Loca como caso de estudio para ambientes paraglaciar. Para esto, se identifican parámetros geológicos y geotécnicos de la ladera, los cuales se incorporan en el modelamiento. Con esto, se caracteriza el comportamiento del deslizamiento Yerba Loca frente a cambios de esfuerzos en la ladera producto del retroceso glaciar.

Para llevar a cabo este análisis, su desarrollo se puede dividir en dos grandes ejes. En primer lugar, se realiza una reconstrucción de los glaciares que abarcaron gran parte del valle del estero Yerba Loca, generando etapas de descarga, para estudiar su comportamiento.

El segundo eje es la creación del modelo numérico utilizando el software UDEC, en este se ingresan parámetros geotécnicos obtenidos desde fuentes bibliográficas y lo observado en terreno. Buscando un modelo representativo, se genera un caso estático con el modelo constitutivo Hoek-Brown como punto de partida para el modelo dinámico. Este último abarca la incorporación de los glaciares, y sus variaciones previamente reconstruidas, a través de condiciones de borde de presión hidrostática en la superficie de la topografía.

Los resultados muestran que indudablemente el glaciar afecta a las laderas adyacentes, provocando una redistribución de esfuerzos en el macizo rocoso. En este caso particular, se genera un aumento del esfuerzo de corte en la zona afectada por el deslizamiento. Por lo mismo, se concluye que el paso del glaciar es un factor preparatorio del deslizamiento Yerba Loca, produciendo la inestabilidad de la ladera, pero no genera la falla y por ende no inicia movimiento.

Se cree que la generación del deslizamiento Yerba Loca presenta un gran control estructural, puesto que los modelos sin las discontinuidades no generan un aumento del esfuerzo de corte en la zona afectada, en cambio, modelos con la estratificación incorporada se correlacionan casi de forma perfecta.

*"La mayor aventura que puedes  
tener es vivir la vida de tus  
sueños."  
Oprah Winfrey*

**Saludos**

## Agradecimientos

Me gustaría agradecer a Dios por acompañarme en todo momento, a mis padres que fueron mi pilar fundamental en este proceso, desde el inicio hasta el final, por enseñarme a ver lo hermosa que es la vida y acompañarme en cada crecimiento, su amor incondicional ha hecho lo que soy, los amo.

A Fernando, mi compañero, que me apoyó y motivó a seguir constante para finalizar mi memoria y por supuesto la vida es mejor si hay un equilibrio, en esto también cumplen un papel importantísimo mis amigos, Geobelles: Deni, Sofi, Joaco, Nico, Cami, Alejo, Vale, Alonso, Lucho y Tomi, wau que es importante el grupo de amigos. A cada uno los quiero mucho, estoy muy agradecida de que Dios los pusiera en mi camino.

Quiero agradecer a mi GRAN profesora guía Marisol Lara, siempre humana, con una alegría y paz inigualable, gracias profe por ser mi mentora, ayudarme, acompañarme, compartir su conocimiento y darme los mejores consejos, gracias por confiar en mí. Muchas gracias a mis profesores de la Comisión: Sergio Sepulveda, Alejandro Alfaro y Felipe Ochoa, que me entregaron su tiempo para mejorar en mi trabajo.

Quiero realizar un reconocimiento a Don Patricio Gómez, Gerente General de Itasca, por su enorme voluntad de enseñarme y por su infinita disponibilidad a responder mis dudas ¡millones de gracias!

Agradecer también a las personas que de alguna u otra forma me acompañaron en este proceso, principalmente a Shantal, gracias por tu disposición y por el apañe que mutuamente nos dimos, te deseo lo mejor en la finalización de tu etapa académica. También agradecer a personas maravillosas que me entregaron su tiempo para avanzar en la realización de este trabajo: Christian, Valeria, Karla, Javi, Diego, DZ y Pancho.

No cabe duda de que este es solo el comienzo a nuevas experiencias y aprendizajes, gracias a la Universidad por no solo haberme entregado conocimiento, sino que me voy con millones de habilidades blandas y personas maravillosas.

¡Me dedico este logro, por mi responsabilidad, perseverancia y constancia!



# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b> .....	1
1.1. Objetivos .....	2
1.1.1. Objetivo general.....	2
1.1.2. Objetivos específicos.....	2
1.2. Metodología .....	2
<b>2. Marco teórico</b> .....	5
2.1. Remociones en masa.....	5
2.1.1. Deslizamientos .....	6
2.1.2. Soliflucción .....	7
2.2. Ambientes paraglaciares.....	8
2.3. Permafrost.....	9
2.4. Reconstrucción glaciar .....	9
2.4.1. GlaRe ( <i>Glacier Reconstruction</i> ).....	9
2.5. Modelos numéricos .....	11
2.5.1. Método de elementos distintos .....	11
2.6. Software UDEC Itasca .....	12
2.7. Generación de modelos .....	13
2.7.1. Caso estático.....	14
2.7.2. Caso dinámico.....	19
<b>3. Área de estudio</b> .....	22
3.1. Ubicación y vías de acceso.....	22
3.2. Antecedentes .....	23
3.2.1. Clima .....	23
3.2.2. Variación glaciar cuenca río Maipo.....	24
3.2.3. Remoción en masa agosto, 2018 .....	27
3.3. Marco geológico.....	31
3.3.1. Morfoestructuras.....	31
3.3.2. Geología general .....	32
3.3.3. Geología estructural .....	34
3.3.4. Geomorfología .....	35
3.3.5. Glaciares en el área de estudio .....	36
<b>4. Construcción de los modelos</b> .....	38
4.1. Reconstrucción del glaciar .....	38
4.1.1. Alcance glaciar .....	38

4.1.2.	Retroceso glaciar .....	42
4.2.	Modelo estático UDEC .....	44
4.2.1.	Topografía del talud .....	44
4.2.2.	Geometría del modelo .....	47
4.2.3.	Determinación de parámetros modelo constitutivo .....	51
4.2.4.	Condiciones de borde e iniciales .....	54
4.2.5.	Configuración de modelos .....	55
<b>5.</b>	<b>Resultados</b> .....	<b>57</b>
5.1.	Validación modelo estático .....	57
5.2.	Incorporación del glaciar al modelo UDEC .....	60
5.2.1.	Esfuerzo de corte .....	61
5.2.2.	Efecto sobre estructuras .....	64
5.3.	Traza plano de deslizamiento Yerba Loca .....	66
<b>6.</b>	<b>Discusiones</b> .....	<b>71</b>
6.1.	Construcción y parámetros del modelo .....	71
6.1.1.	Topografía ladera .....	71
6.1.2.	Litologías .....	71
6.1.3.	Estructuras geológicas .....	72
6.1.4.	Tamaño del modelo .....	73
6.1.5.	Modelos constitutivos .....	73
6.1.6.	Condiciones de borde .....	74
6.1.7.	Procesos para obtener modelo estático .....	75
6.1.8.	Incertidumbre .....	78
6.2.	Interpretación de resultados .....	78
6.2.1.	Reconstrucción del glaciar, escenarios e incorporación a UDEC .....	78
6.2.2.	Efectos de la carga glaciar en laderas .....	79
6.2.3.	Rol del glaciar en el deslizamiento Yerba Loca .....	83
6.3.	Posible efectos de infiltración del agua .....	84
6.4.	Traza de la superficie de falla .....	85
<b>8.</b>	<b>Conclusiones</b> .....	<b>87</b>
8.1.	Recomendaciones .....	88
<b>9.</b>	<b>Bibliografía</b> .....	<b>89</b>
<b>Anexos</b>	.....	<b>95</b>
Anexo A.	Observaciones de terreno .....	95
Anexo B.	Morfología cuenca .....	98
Anexo C.	Modelo Estático UDEC .....	101

Anexo C.1: Topografía de los perfiles.....	101
Anexo C.2: Determinación de geometría .....	104
Anexo C.3. Estimación de parámetros para modelo constitutivo.....	105
Anexo C.4: Configuración modelo .....	107
Anexo C.5: Validación modelo estático.....	108
Anexo C.6: Código UDEC modelo estático.....	111
Anexo D. Modelo dinámico: Incorporación glaciar.....	113
Anexo D.1: Casos glaciar diagonal G.1 y G.2.....	113
Anexo D.2: Incorporación del glaciar a UDEC caso glaciar diagonal G.1 y G.2 ....	119
Anexo D.3: Esfuerzo de corte caso glaciar diagonal G.1 y G.2 .....	123
Anexo D.4: Código UDEC carga glaciar .....	132
Anexo E. Factor de seguridad .....	133

## Índice de Figuras

Figura 1: (a) Fotografía tomada por Marisol Lara hacia el NE desde el deslizamiento (2021). (b) Fotografía tomada por Javiera Carrasco hacia el NW desde el deslizamiento (2021).....	2
Figura 2: Diagrama de flujo representando metodología. Elaboración propia modificada de Tobar, 2019.....	4
Figura 3: Diagrama idealizado de un deslizamiento rotacional con los nombres de sus partes comúnmente usadas. Extraído de Highland & Bobrowsky, 2008.....	6
Figura 4: Diagrama idealizado de un deslizamiento planar. Extraído de Highland & Bobrowsky, 2008.....	7
Figura 5: Diagrama idealizado de solifluxión. Extraído de PMA: GCA, 2007.....	8
Figura 6: Diagrama simplificado de procesos en GlaRe.....	11
Figura 7: Elementos y propiedades de los bloques discretos en UDEC. Itasca, 2018 como se citó en Tobar, 2021.....	13
Figura 8: Procedimiento para análisis estática. Extraído de Escudero, 2017, modificado de Itasca, 2014.....	16
Figura 9: Componente de esfuerzo pendiente abajo. Extraído de Cuffey & Paterson, 2010.....	20
Figura 10: Mapa ubicación del deslizamiento Yerba Loca y vías de acceso. Elaboración propia (WSG 84 / UTM Zona 19s).....	23
Figura 11: Estadísticas de temperatura y precipitación entre 2012-2020 en estación Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal. Valores extraídos de (CR) <sup>2</sup> , elaboración propia.....	24
Figura 12: Glaciares de la subcuenca río Mapocho Alto. Extraído de Marangunic et al., 2021.....	25
Figura 13: Variación de los glaciares en la cabecera de microcuenca Yerba Loca, al este de la zona de estudio. Extraído de Marangunic et al., 2021.....	27
Figura 14: Mapa de velocidad promedio anual a partir de serie de tiempo entre 7/03/2019 – 20/03/2021. Extraído de Carrasco, 2022.....	29
Figura 15: Estadísticas de temperatura y precipitación en el año 2018, estación Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal. Valores extraídos de (CR) <sup>2</sup> , elaboración propia.....	31
Figura 16: Morfoestructuras entre los 32°-35°S. Extraído y modificado de Fock, 2005.....	32
Figura 17: Mapa geológico focalizado en la zona de estudio. Elaboración propia, modificado de Fock 2005.....	33
Figura 18: Esquema deslizamiento Yerba Loca y principales geomorfologías.....	36
Figura 19: Extensión aproximada del Campo de Hielo cuaternario en el sector cordillerano de la cuenca del río Mapocho con deslizamiento Yerba Loca. Extraído y modificado de Marangunic, 2021.....	37
Figura 20: Parámetros de entrada para la reconstrucción del glaciar en GlaRe.....	39
Figura 21: Reconstrucción glaciar caso LGM.....	40
Figura 22: Sección transversal glaciar LGM con perfil YL.....	41
Figura 23: Sección transversal glaciar recto con perfil YL.....	42
Figura 24: Sección transversal glaciar recto Modo 1.....	43
Figura 25: Sección transversal glaciar recto Modo 2.....	43
Figura 26: Perfiles vista en planta.....	45
Figura 27: Perfiles de elevación.....	46
Figura 28: Topografía del perfil YL pre-deslizamiento. Se muestran las elevaciones límites del deslizamiento actual.....	46

Figura 29: Topografía final del perfil YL. Se muestran las elevaciones límites del deslizamiento .....	47
Figura 30: Modelo grande B entre 0 a 5797 m .....	49
Figura 31: Modelo pequeño A entre 1750-4500 m .....	50
Figura 32: Condiciones de bordes y ubicación de puntos de control .....	55
Figura 33: Configuración del modelo geológico A.1 .....	56
Figura 34: Configuración del modelo geológico A.4 .....	56
Figura 35: Fuerzas desequilibradas A.1 Hoek-Brown .....	58
Figura 36: Comportamiento plástico Hoek-Brown y puntos de control .....	58
Figura 37: Desplazamiento horizontales de puntos de control A.1 Hoek-Brown .....	59
Figura 38: Desplazamientos verticales de puntos de control A.1 Hoek-Brown .....	59
Figura 39: Configuración glaciar recto en el valle en UDEC .....	60
Figura 40: Magnitud de fuerza del glaciar recto en el valle en UDEC. Magnitudes de fuerza en [N] .....	61
Figura 41: Esfuerzo de corte glaciar recto A1. Flechas negras indican límites el deslizamiento .....	62
Figura 42: Esfuerzo de corte glaciar recto A2. Flechas negras indican límites el deslizamiento .....	63
Figura 43: Esfuerzo de corte glaciar recto A3. Flechas negras indican límites el deslizamiento .....	64
Figura 44: Desplazamiento de cizalle de estructuras glaciar recto A1 .....	65
Figura 45: Desplazamiento de cizalle de estructuras glaciar recto A2 .....	66
Figura 46: Esfuerzo de corte y traza plano de deslizamiento YL de SERNAGEOMIN (2019) en A1 .....	67
Figura 47: Esfuerzo de corte y traza plano de deslizamiento YL de SERNAGEOMIN (2019) en A2 .....	68
Figura 48: Esfuerzo de corte y traza plano de deslizamiento YL de SERNAGEOMIN (2019) en A3 .....	68
Figura 49: Estimación de superficie asociada al plano de deslizamiento YL a partir de UDEC .....	69
Figura 50: Largos transversales para estimación de volumen .....	70
Figura 51: Comparación de modelo constitutivo Mohr-Coulomb y Hoek-Brown. ....	77
Figura 52: Esfuerzos de corte en modelos <b>sin discontinuidades</b> . A. Gráficos del deslizamiento Yerba Loca. B. Gráficos del deslizamiento estero Parraguirre, extraído desde Tobar (2021) .....	81
Figura 53: Esfuerzos de corte en modelos <b>con discontinuidades</b> . A. Gráficos del deslizamiento Yerba Loca. B. Gráficos del deslizamiento estero Parraguirre, extraído desde Tobar (2021) .....	82
Figura 54: Efectos en el esfuerzo de corte frente a la incorporación de agua con el método de $R_u$ .....	85
Figura 55: Vista frontal de la remoción en masa. Los puntos de interés se describen en la siguiente figura. Imagen capturada en terreno el 29 de enero del 2022 (Extraído de Carrasco, 2022) .....	95
Figura 56: A. Escarpe principal con roca toba expuesta. B. Posible presencia de ignimbrita alterada en la base del deslizamiento. C. Presencia de hielo y humedad en los bloques. D. Grietas con abertura de 10-23 cm y 40 cm de profundidad en la zona sur de propagación. E. Propagación del escarpe principal con desplazamiento de 1.5 m.	

Imágenes capturadas en conjunto con Javiera Carrasco el 29 de enero del 2022. (Extraído de Carrasco, 2022) .....	96
Figura 57: Muestra MYL obtenida desde la propagación del escarpe principal del deslizamiento Yerba Loca (Punto C. Figura 55).....	97
Figura 58: Cálculo de GSI a través de fotografía del escarpe principal con roca expuesta .....	97
Figura 59: Perfiles a lo largo del valle del estero Yerba Loca .....	98
Figura 60: Morfología valle estero YL perfil del 1 al 6 .....	99
Figura 61: Morfología valle estero YL perfil del 7 al 12 .....	99
Figura 62: Morfología valle estero YL perfil del 13 al 16 .....	100
Figura 63: Morfología valle estero YL perfil del 8.1 al 8.6 .....	100
Figura 64: Coordenadas (x,y) topografía inicial.....	101
Figura 65: Coordenadas (x,y) topografía inicial - Continuación.....	102
Figura 66: Topografía perfil final YL con puntos.....	103
Figura 67: Coordenadas (x,y) topografía final .....	103
Figura 68: Extracto de zona de estudio a partir de Fock (2005).....	104
Figura 69: Medición de espaciamiento a través de la identificación de estratos por Google Earth en la zona de estudio .....	105
Figura 70: Resumen de parámetros constitutivos para toba .....	105
Figura 71: Resumen de parámetros constitutivos para granodiorita .....	106
Figura 72: Resumen de parámetros para discontinuidades .....	106
Figura 73: Configuración del modelo geológico A.2 .....	107
Figura 74: Configuración del modelo geológico A.3.....	107
Figura 75: Validación modelo estático A.2 .....	108
Figura 76: Validación modelo estático A.3 .....	109
Figura 77: Validación modelo estático A.4 .....	110
Figura 78: Escenarios glaciares modelados para la cuenca del estero Yerba Loca, vista en planta .....	114
Figura 79: Sección transversal escenarios glaciares con perfil YL.....	115
Figura 80: Representación lineal del glaciar LGM caso G.1 .....	116
Figura 81: Representación lineal del glaciar Esc1 caso G.1 .....	117
Figura 82: Representación lineal del glaciar Esc2 caso G.1 .....	117
Figura 83: Representación lineal del glaciar LGM caso G.2 .....	118
Figura 84: Representación lineal del glaciar Esc1 caso G.2 .....	118
Figura 85: Representación lineal del glaciar Esc2 caso G.2 .....	119
Figura 86: Esquema representación glaciar UDEC.....	119
Figura 87: Configuración glaciar LGM en UDEC.....	121
Figura 88: Configuración glaciar Esc1 en UDEC.....	122
Figura 89: Configuración glaciar Esc2 en UDEC.....	122
Figura 90: Configuración glaciar Esc3 en UDEC.....	123
Figura 91: Esfuerzo de corte G1-A1. Flechas negras indican límites el deslizamiento	125
Figura 92: Esfuerzo de corte G1-A2. Flechas negras indican límites el deslizamiento	126
Figura 93: Esfuerzo de corte G1-A3. Flechas negras indican límites el deslizamiento	127
Figura 94: Esfuerzo de corte G1-A4. Flechas negras indican límites el deslizamiento	128
Figura 95: Diferencia de esfuerzos G2-A1 .....	129
Figura 96: Diferencia de esfuerzos G2-A2 .....	130
Figura 97: Diferencia de esfuerzos G2-A3 .....	131
Figura 98: Factor de seguridad 2.149 con HB.....	133

Figura 99: Factor de seguridad 3.667 con MC .....	134
Figura 100: Factor de seguridad menor de 3.667 con $C=5.82E3$ [KN/m <sup>2</sup> ] .....	135
Figura 101: Factor de seguridad menor de 2.412 con $C=3E3$ [KN/m <sup>2</sup> ] .....	136
Figura 102: Factor de seguridad menor de 1.446 con $C=1E3$ [KN/m <sup>2</sup> ] .....	137
Figura 103: Factor de seguridad menor de 0.982 con $C=4E2$ [KN/m <sup>2</sup> ] .....	138
Figura 104: Factor de seguridad menor de 0.625 con $C=14$ [KN/m <sup>2</sup> ].....	139

## Índice de Tablas

Tabla 1: Resumen del nuevo Sistemas de Clasificación de Varnes según Hungr, Leroueil & Picarelli, 2013. The Varnes classification of landslide types, an update.....	5
Tabla 2: Algunos modelos constitutivos del software UDEC (Itasca, 2014). Extraído y modificado de Rivillo, 2019.....	17
Tabla 3: Modelo constitutivo de discontinuidad utilizado (Itasca, 2014). Extraído y modificado de Rivillo, 2019.....	17
Tabla 4: Parámetros para el macizo rocoso modelo elástico, Mohr-Coulomb y Hoek-Brown. Extraído y modificado de Rivillo, 2019 .....	18
Tabla 5: Parámetros para las discontinuidades con el criterio Coulomb slip. Extraído de Rivillo, 2019.....	18
Tabla 6: Modos de altura del glaciar recto en el valle .....	43
Tabla 7: Fuentes de referencias bibliográficas de cada parámetro para toba .....	51
Tabla 8: Parámetros para toba utilizados en el modelamiento numérico en UDEC. Se aprecian los valores ingresados para los distintos modelos constitutivos .....	52
Tabla 9: Fuentes de referencias bibliográficas de cada parámetro para granodiorita ....	53
Tabla 10: Parámetros para granodiorita utilizados en el modelamiento numérico en UDEC. Se aprecian los valores ingresados para los distintos modelos constitutivos.....	53
Tabla 11: Parámetros utilizado para las discontinuidades .....	54
Tabla 12: Casos de estudio para diferentes configuraciones.....	55
Tabla 13: Casos para infiltración de agua con el método de <i>Ru</i> . .....	84
Tabla 14: Espesor del glaciar en la zona del deslizamiento.....	116
Tabla 15: Funciones lineales que representan glaciar para cada caso.....	116
Tabla 16: Parámetros para criterio de HB .....	133
Tabla 17: Parámetros para criterio de MC.....	134
Tabla 18: Parámetros para criterio de MC utilizado por SERNAGEOMIN, 2019.....	135
Tabla 19: Degradación en las condiciones de cohesión .....	135
Tabla 20: Parámetros para criterio de MC con cohesión $5.82E3$ [KN/m <sup>2</sup> ].....	136
Tabla 21: Parámetros para criterio de MC con cohesión $3E3$ [KN/m <sup>2</sup> ].....	136
Tabla 22: Parámetros para criterio de MC con cohesión $1E3$ [KN/m <sup>2</sup> ].....	137
Tabla 23: Parámetros para criterio de MC con cohesión $4E2$ [KN/m <sup>2</sup> ].....	138
Tabla 24: Parámetros para criterio de MC con cohesión $14$ [KN/m <sup>2</sup> ] .....	139



# 1. Introducción

Las remociones en masa se definen como un movimiento lento o rápido de roca y/o suelo por efecto de la gravedad. Estos son generados por la suma y combinación de diversos factores de tipo geológico, climático y/o antrópico, siendo los desencadenantes más comunes las precipitaciones intensas y los sismos (Hungar et al., 2014 y Hauser, 2000). Chile tiene presencia de grandes cadenas montañosas con altas pendientes en quebradas y valles, lo cual favorece la ocurrencia de estas remociones. Entre los últimos eventos ocurridos, se encuentran los del verano recién pasado, 2021, en que ocurrieron flujos de detritos en diferentes sectores de Santiago, concentrando su desarrollo a los pies de montañas y cerros, como es Lo Barnechea y San José de Maipo, afectando duramente a personas y viviendas. Sumando a esto el proceso de cambio climático, que actualmente vivimos como humanidad, resulta de gran importancia el estudio y monitoreo de las remociones en masa.

El presente estudio tiene como objeto principal el análisis del deslizamiento de Yerba Loca, ubicado en la Cordillera de los Andes, Santiago de Chile, en la comuna de Lo Barnechea, al interior del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca. Esta es una remoción en masa que, de acuerdo a observaciones de imágenes satelitales, se desencadenó en agosto de 2018 y se clasifica como un deslizamiento del tipo multirrotacional. En la Figura 1 (a) se aprecia el escarpe principal y en (b) se logra visualizar algunos de los escarpes secundarios y grietas. Esta remoción afecta a rocas de la formación Farellones y además presenta una cobertura principalmente compuesta por regolito (grava y arena) y material fino, los cuales alcanzan aproximadamente los 20 metros de espesor (SERNAGEOMIN, 2019). Es importante destacar que, tal como se aprecia en la Figura 1, la remoción en masa no ha sufrido un colapso, pero sí importantes movimientos y deformaciones.

En este estudio se modelará en 2D el deslizamiento de Yerba Loca, a través del software UDEC. Los parámetros a utilizar en el software para caracterizar el sitio serán recopilados de diferentes fuentes bibliográficas, así como incorporación de datos mediante observación de imágenes, y utilización de información de trabajos previos. Se aplicará una metodología de trabajo cualitativa y cuantitativa, estudiando el comportamiento, en términos de estabilidad, del deslizamiento Yerba Loca, al incorporar carga glacial, considerando que la zona de estudio corresponde a un ambiente paraglacial.

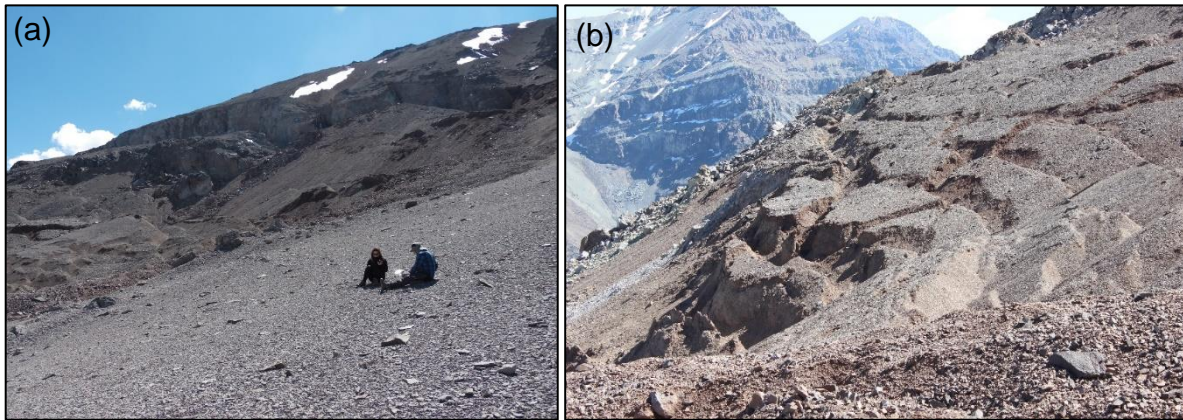


Figura 1: (a) Fotografía tomada por Marisol Lara hacia el NE desde el deslizamiento (2021). (b) Fotografía tomada por Javiera Carrasco hacia el NW desde el deslizamiento (2021)

## 1.1. Objetivos

### 1.1.1. Objetivo general

Analizar numéricamente, en 2D, los efectos del retroceso glaciar en la estabilidad de laderas, tomando como caso de estudio el deslizamiento Yerba Loca de 2018, Región Metropolitana.

### 1.1.2. Objetivos específicos

- i) Identificar los parámetros geológicos y geotécnicos de la ladera a estudiar.
- ii) Generar el modelo 2D del deslizamiento Yerba Loca en el software UDEC.
- iii) Caracterizar el comportamiento del deslizamiento.
- iv) Analizar los cambios de esfuerzos en las laderas del modelo, al incorporar el efecto asociado al retroceso glaciar.

## 1.2. Metodología

La metodología consiste principalmente en trabajo de gabinete, la cual puede ser simplificada como se muestra en la Figura 2. Esta, presenta dos ejes principales, la reconstrucción del glaciar y el modelamiento numérico 2D en UDEC incorporando lo anteriormente obtenido sobre el retroceso glaciar.

Para modelar en UDEC es necesario contar con diferentes inputs que regirán el comportamiento del deslizamiento Yerba Loca. Esto se inicia con la **búsqueda** de antecedentes bibliográficos que permitan definir los parámetros del macizo rocoso, centrándose en trabajos de investigación que han utilizado el software UDEC aplicado a remociones en masa. Se complementa utilizando el programa RocLab de Rocscience, el cual es útil para encontrar los criterios de resistencia de Mohr-Coulomb y Hoek-Brown.

Luego se **reconstruyen los glaciares** que abarcaron gran parte de la cuenca del estero Yerba Loca, a través de revisión bibliográfica y mediante la herramienta GlaRe. Para la utilización de la herramienta GlaRe, son necesarios, a lo menos, las líneas de flujos del glaciar, un polígono que delimite la zona del glaciar y definir el estrés de

cizalle basal. Con la herramienta de reconstrucción se simulan pasos intermedios entre el Último Máximo Glacial y la actualidad.

Se procede al **desarrollo del modelo en el software UDEC** (The Universal Distinct Element Code). Este es un programa numérico bidimensional que simula la respuesta casi-estática o dinámica a la carga de medios que contienen estructuras de discontinuidades.

La generación del modelo en UDEC inicia con la creación de la topografía del talud previa al deslizamiento, esto se realiza a partir de ArcGIS con la herramienta 3D Analyst la cual se extrapola posteriormente en el software. De aquí en adelante comienza el proceso de caracterización del talud a estudiar, en donde la interfaz de UDEC facilita su desarrollo. En primer lugar, se genera la geometría del modelo, se construyen las discontinuidades principales de la zona de estudio y se asigna la litología en conjunto con los parámetros del modelo constitutivo. Por último, se especifican las condiciones de borde e iniciales. En el Anexo C.6 y D.4 se encuentran los códigos que generan el modelo anteriormente descrito para cada caso.

El proceso anterior se va ajustando con la finalidad de generar un estado de equilibrio. Los criterios a considerar para el caso estático son: desbalance de fuerzas, comportamiento plástico y el desplazamiento neto de puntos de control. Si estos no se encuentran en el rango permitido, se deben repetir los pasos anteriores. Los pasos a seguir en UDEC para lograr un modelo estático son explicados con mayor detalle en la sección 2.7.1.

Validar el modelo estático permitirá la aplicación del caso dinámico, en donde se ingresan los efectos del retroceso glaciar. La incorporación del glaciar a UDEC se realiza a través de condiciones de borde como presión hidrostática. Para ello se generan 34 modelos que permitirán **analizar** cuantitativa y cualitativamente el efecto del retroceso glaciar en las laderas y su rol en el deslizamiento Yerba Loca.

Para corroborar algunos de los parámetros utilizados, se realizó una salida a terreno el 29 de enero del 2022, en donde se logró reconocer la litología afectada, la resistencia a la compresión uniaxial y estimar un GSI asociado al escarpe principal. Además, se constató la condición actual del deslizamiento y su prolongación (ver Anexo A).

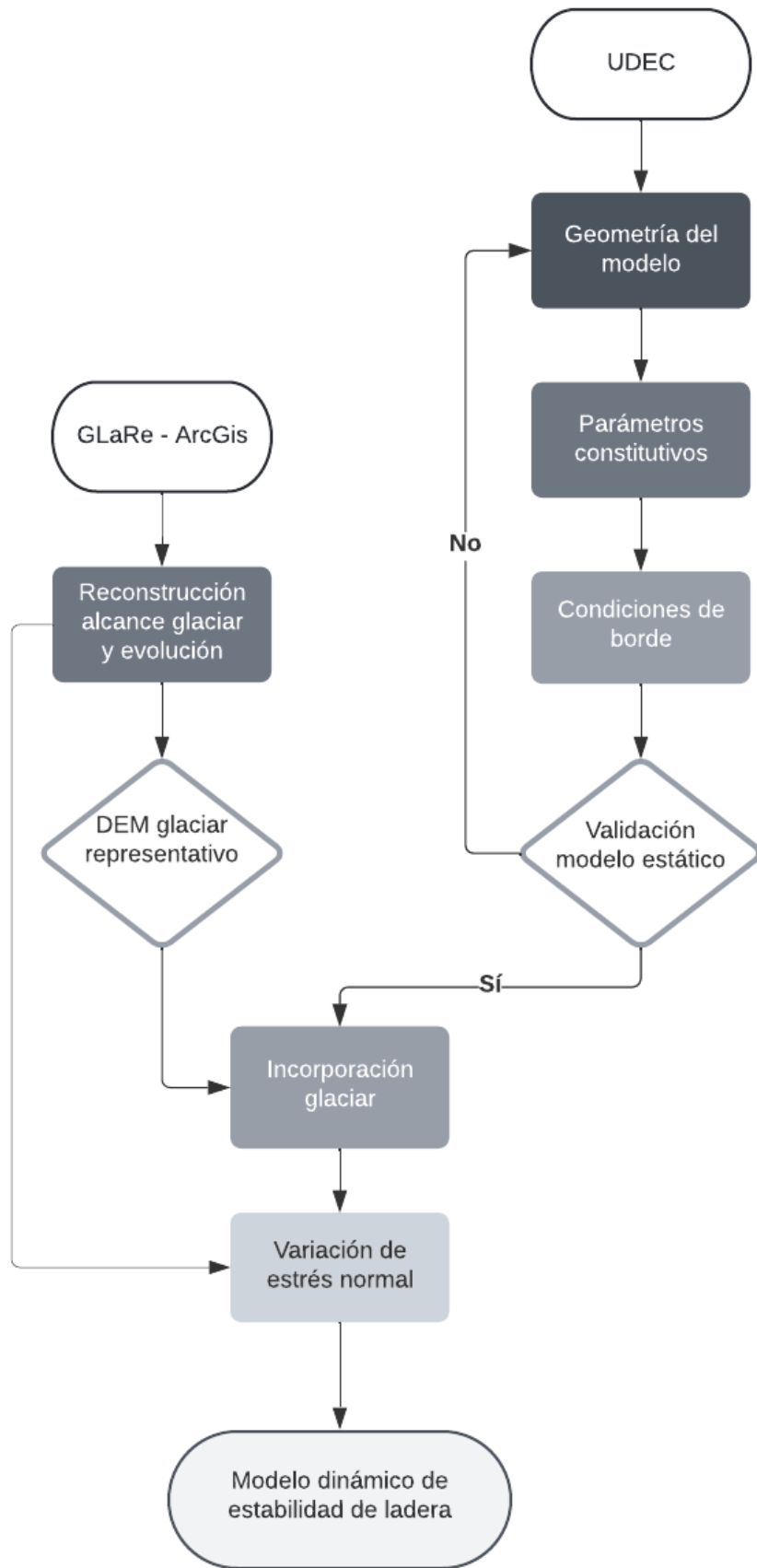


Figura 2: Diagrama de flujo representando metodología. Elaboración propia modificada de Tobar, 2019

## 2. Marco teórico

En este capítulo se presentarán conceptos y definiciones que serán claves para el correcto entendimiento del presente trabajo. Los tópicos generales que se abordarán son: remociones en masa, glaciares y modelos numéricos. Además, se expondrá el funcionamiento de los principales softwares utilizados.

### 2.1. Remociones en masa

Las remociones en masa están íntimamente relacionadas con la dinámica y la evolución del paisaje, en general se definen como un movimiento de roca y/o suelo controlado fundamentalmente por la gravedad (Cruden, 1991), estas deben su origen a la suma y combinación de diferentes factores condicionantes ya sea de tipo geológico, morfológico, climáticos y antrópicos (Cruden y Varnes, 1996). Las remociones pueden producirse a largas o cortas escalas de tiempo y algunas, debido a su alta energía, presentan la capacidad de movilizar objetos de origen antrópico, pudiendo desencadenar en importantes emergencias. Por esto es fundamental conocer cómo se comportan ciertas zonas y cuáles son las principales remociones en masa que se producen, por ejemplo, en clima templados, lluviosos, con importantes ráfagas de viento o incluso puede también existir relaciones con la geología de la zona.

La clasificación ampliamente utilizada y actualizada corresponde a la propuesta por Hungr et al. (2013), la cual se basa en la dinámica de los movimientos y el tipo de material involucrado, a continuación, se presenta la tabla simplificada:

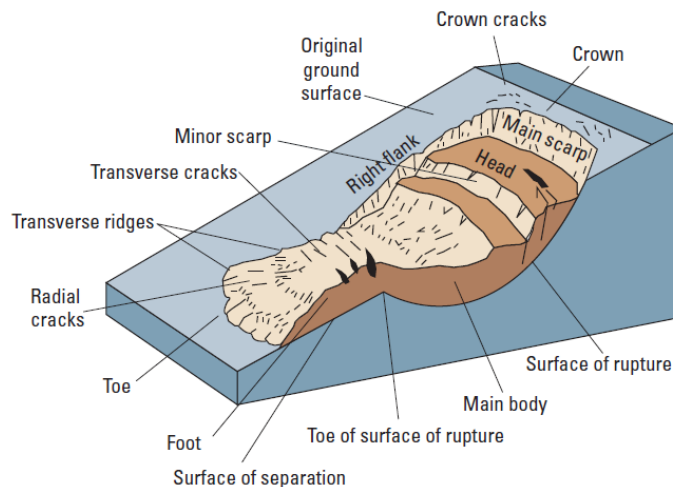
*Tabla 1: Resumen del nuevo Sistema de Clasificación de Varnes según Hungr, Leroueil & Picarelli, 2013. The Varnes classification of landslide types, an update*

Tipo de movimiento	Roca	Suelo
Caída	1. Caída de roca/hielo	2. Caída de Boulder/detritos/limo
Volcamiento	3. Volcamiento en bloque de roca 4. Volcamiento flexural de roca	5. Volcamiento de grava/arena/limo
Deslizamiento	6. Deslizamiento rotacional de roca 7. Deslizamiento planar de roca 8. Deslizamiento de roca en cuña 9. Deslizamiento compuesto de roca 10. Deslizamiento irregular de roca	11. Deslizamiento rotacional de arcilla/limo 12. Deslizamiento planar de arcilla/limo 13. Deslizamiento de grava/arena/detritos 14. Deslizamiento compuesto de arcilla/limo
Propagación lateral	15. Propagación lateral de ladera de roca	16. Propagación por licuefacción de arena/limo 17. Propagación lateral de arcilla sensitiva
Flujo	18. Avalancha de roca/hielo	19. Flujo seco de arena/limo/detritos 20. Deslizamiento por flujo de arena/limo/detritos 21. Deslizamiento por licuación de arcilla 22. Flujo de detritos 23. Flujo de lodo 24. Flujo hiperconcentrado 25. Avalancha de detritos 26. Flujo de tierra 27. Flujo de turba
Deformación de ladera	28. Deformación de ladera de montaña 29. Deformación de ladera de roca	30. Deformación de ladera de suelo 31. Reptación 32. Soliflución

### 2.1.1. Deslizamientos

En la tabla 1 se aprecian cinco tipos de movimientos principales, estos son: caída, volcamiento, deslizamiento, propagación lateral, flujo y deformación de ladera. El presente trabajo se centra en los deslizamientos, los que pueden ocurrir tanto en roca como suelo. Particularmente el deslizamiento Yerba Loca se desarrolla en roca, por lo que se tienen 4 posibles casos (6, 7, 8, 9 y 10 en Tabla 1). Según SERNAGEOMIN (2019) la remoción en masa del presente estudio corresponde a un deslizamiento compuesto por una dinámica rotacional y planar, por lo cual correspondería a una combinación entre el tipo de remoción 6 y 7 (ver Tabla 1) con predominancia de un comportamiento rotacional debido a la morfología observada en terreno.

El deslizamiento rotacional consiste en una masa de roca débil deslizada sobre una superficie de ruptura curva (en forma de cuchara) que no tiene control estructural. El movimiento es más o menos rotacional con respecto a un eje paralelo a las curvas de nivel. Su morfología se caracteriza por un escarpe principal, con un desnivel inclinado hacia atrás en la cabeza (parte superior del deslizamiento), como se aprecia en la Figura 3. Además, la deformación interna es limitada, es decir, la masa removida se desliza de manera conjunta, con poco o nulo desorden en su estructura. Este movimiento ocurre usualmente lento o moderadamente lento. (Hungry et al., 2013 y Highland & Bobrowsky, 2018).



*Figura 3: Diagrama idealizado de un deslizamiento rotacional con los nombres de sus partes comúnmente usadas. Extraído de Highland & Bobrowsky, 2008*

Según Hungry y colaboradores (2013) los deslizamientos rotacionales ocurren en macizos rocosos débiles, a menudo bajo la sobre carga de una roca más fuerte. La mayoría tiende a moverse lentamente debido a que la fuerza de gravedad disminuye a medida que ocurre el desplazamiento, su magnitud promedio es de 0.3 metros cada 5 años, es decir, aproximadamente 60 mm/año (Highland, et al., 2008). Sin embargo, hay excepciones en donde el movimiento puede ser rápido y resultar en considerables avalanchas.

Según algunos casos de estudios, los deslizamientos han tenido en común una capa de roca quebradiza pero porosa, tal es el caso ocurrido en Roccamontepiano, Italia, en los

Apeninos Centrales, donde luego de visibles deformaciones y fallas precursoras más pequeñas, parte de un acantilado se derrumbó el 24 de junio de 1765, y una avalancha de roca arrasó 2 km sobre la pendiente (Hungry et al., 2013).

Cabe destacar que los deslizamientos rotacionales se asocian a pendientes que van entre 20-40°, y sus principales mecanismos desencadenantes son: las lluvias intensas y/o sostenidas, el rápido derretimiento de la nieve, descensos acelerados del nivel del río luego de inundaciones, aumentos del nivel del agua, terremotos, entre otros.

Por otro lado, los deslizamientos planares, tal como su nombre lo indica, ocurren sobre una superficie de ruptura plana, en donde hay poca o nula deformación interna. En este caso la cabeza se desprende de una roca estable a lo largo de una falla de tensión vertical (ver Figura 4), suelen ser extremadamente rápidos, a diferencia de los deslizamientos rotacionales, avanzando distancias considerables si la superficie de ruptura se encuentra lo suficientemente inclinada. Generalmente estos deslizamientos fallan a lo largo de discontinuidades como estratificaciones, fallas, diaclasas, etc. y en algunos casos el deslizamiento puede moverse a lo largo de la capa de permafrost (Highland et al., 2008 y Hungry et al., 2013)

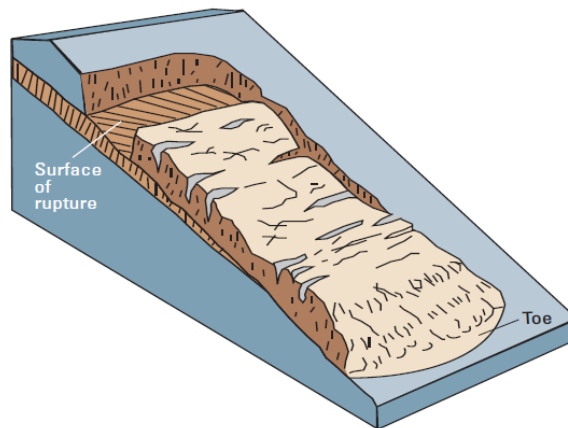


Figura 4: Diagrama idealizado de un deslizamiento planar. Extraído de Highland & Bobrowsky, 2008

### 2.1.2. Solifluxión

La solifluxión se clasifica como una deformación de ladera. Hungry et al. (2013) la describe como un movimiento superficial, muy lento pero intenso, que involucra la capa activa del permafrost, formando característicos lóbulos en la ladera (ver Figura 5).

Esta remoción se encuentra intrínsecamente vinculada a ambientes periglaciares, y a pesar de que no es necesaria la presencia de hielo en estos ambientes, en el caso de que se presente hielo, "la fluencia del suelo se intensifica aproximadamente diez veces" (Hungry et al., 2013). Cuando ocurre descongelación por fluctuaciones de temperatura, las capas aledañas se cargan de agua facilitando aún más la deformación.



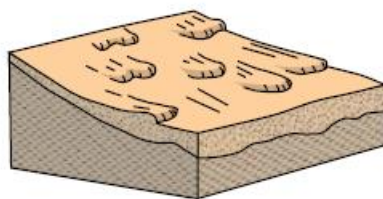


Figura 5: Diagrama idealizado de solifluxión. Extraído de PMA: GCA, 2007

## 2.2. Ambientes paraglaciar

La definición del concepto 'paraglaciario' ha sido discutida y redefinida al pasar de los años, a pesar de ello, aún no existe un consenso respecto a un único significado (Alafaro et al., 2018). Por esto, se hará una breve revisión del término, con el fin de determinar su uso en el presente trabajo.

La palabra en un inicio fue introducida por Ryder (1971a, 1971b) en dos de sus documentos, para referirse a "*Paraglacial Alluvial Fans*" (Abanicos aluviales paraglaciar), en donde menciona que los Abanicos paraglaciar son productos de un ambiente en proceso de **transición de predominantes condiciones glaciares a dominantes condiciones fluviales**.

Church & Ryder en 1972 mencionan que el término paraglaciario define **procesos no glaciares que son directamente condicionados por la glaciación**. Este concepto abarcaría además los procesos 'proglaciares' y los que ocurren alrededor y en los márgenes de un antiguo glaciar, los cuales son el resultado directo de la anterior presencia de hielo.

El concepto también ha sido ampliamente confundido con 'periglaciario' a lo que Church & Ryder (1972) indican que ambas definiciones contrastan, puesto que esta última no implica la necesidad de que ocurran eventos glaciares.

Sin embargo, trabajos más recientes la definen, como el estudio de los **procesos no glaciares de la superficie terrestre, acumulación de sedimentos, la forma del relieve, los sistemas terrestres y los paisajes que están directamente condicionados por la glaciación y la desglaciación** (Ballantyne, 2002b). "La retirada de los glaciares deja al descubierto paisajes que se encuentran en condiciones inestables o metaestables, propensas a una rápida y amplia modificación. Tal actividad geomorfológica acelerada se denomina paraglaciario" (Ballantyne, 2002a, p. 371).

Finalmente, Slaymaker publica dos trabajos (2009, 2011), donde habla sobre la diferencia entre 'proglaciario', 'periglaciario' y 'paraglaciario', indicando que un paisaje paraglaciario se puede **caracterizar en términos de tasa de cambio y trayectoria del cambio, los cuales serían de carácter transitorio**. A diferencia del concepto proglaciario que se puede definir en relación con los glaciares, ya que hace referencia a procesos y morfologías muy próximas al margen del hielo. Mientras que el término periglaciario se puede definir acorde a procesos de clima frío, en un entorno con frecuentes ciclos de congelación-descongelación o ambiente de permafrost.

En conclusión, los 3 conceptos presentados anteriormente se superponen en el campo, pero ninguno de los términos es redundante, ya que son radicalmente diferentes (Slaymaker, 2011). 'Paraglaciario' es un concepto que centra su atención en las **formas**



**en que los paisajes glaciares responden a las condiciones no glaciares.** La gran mayoría de los paisajes glaciares aún no se ajustan a las nuevas condiciones, por lo tanto, **los ambientes paraglaciares son un ejemplo de un paisaje en régimen de perturbación.** La velocidad y trayectoria del cambio se define como paraglaciación (Slaymaker, 2009).

Comprendiendo la evolución del concepto, se entenderá como ambiente paraglaciar a los paisajes que muestren procesos, morfologías, depósitos y sistemas geológicos no glaciares, que respondan a condiciones de cambio y perturbación en el relieve, supeditados por la glaciación y desglaciación. Este puede también englobar sistemas periglaciares y proglares (Bellantyne, 2002b; Slaymaker, 2009-2011 y Alfaro, 2018)

### 2.3. Permafrost

Slaymaker (2009) define 'periglacial', como un ambiente de permafrost o con ciclos de congelación y descongelación. Por lo tanto, en zonas donde se evidencia la existencia de permafrost se habla de un ambiente periglacial. Sin embargo, su significado ha sido ampliamente debatido.

En un principio se describió como una capa de suelo, sedimento o roca que permanece en o bajo los 0 °C durante al menos dos años (Harris et al., 1998). Esta definición sigue siendo válida, no obstante, en trabajos más recientes se le añade el hecho de que puede, pero no necesita, contener agua o hielo, por lo que su definición puramente térmica establece que cada sustrato es permafrost cuando está sujeto a ciertas condiciones de temperatura (Gruber & Haeberli, 2009 y Dobinski, 2011). Por lo tanto, 'Permafrost' no es un fenómeno material, sino un estado físico de la litósfera (Dobinski, 2011).

### 2.4. Reconstrucción glaciar

La reconstrucción glaciar, es una herramienta útil para estudiar las implicaciones de los cambios climáticos y evaluar su comportamiento. Además de ser una excelente fuente de información paleoclimática, ya que, en algunos casos, permite observar procesos a escala de tiempo geológico (Carr et al., 2010 y Pellitero et al., 2016).

El proceso de reconstrucción abarca, entre otras cosas, conocer las dimensiones del glaciar, que permitirá calcular su línea de equilibrio (ELA). Por este motivo, es que se reproducirá el glaciar en el valle del estero Yerba Loca, permitiendo estudiar los efectos de un ambiente paraglaciar (Pearce et al., 2017).

El primer acercamiento a un antiguo glaciar, son las morfologías que este va dejando tras su paso, tales como morrenas, tanto laterales como frontales, valles en forma de U, estrías, circos glaciares, entre otras. Sin embargo, debido a la imposibilidad de realizar un reconocimiento de las morfologías glaciares en terreno, se utiliza una herramienta computacional la cual, a través de una serie de inputs, estima la geometría del glaciar.

#### 2.4.1. GlaRe (*Glacier Reconstruction*)

GlaRe es una caja de herramientas codificada en Python y utilizada en ArcGIS, esta proporciona mecanismos para generar el espesor del hielo, y la superficie 3D del paleoglaciar.

El correcto funcionamiento de la herramienta se valida por Pellitero y colaboradores (2016), reconstruyendo 2 glaciares previamente conocidos. Concluyendo concordancia entre los resultados y la realidad.

La herramienta permite definir tres parámetros de entrada: el esfuerzo de cizalle basal, el factor de forma (F) y el procedimiento de interpolación. La aplicación del modelo no considera el deslizamiento basal y supone que el hielo tiene una reología de plasticidad perfecta (Pellitero, 2016).

#### • **Esfuerzo de cizalle basal**

Este parámetro ejerce un control de primer orden sobre la superficie 3D, por lo que se recomienda iniciar la reconstrucción con un valor estándar de 100 KPa y luego ir ajustándolo con respecto a la geomorfología e información que se conozca de la zona.

#### • **Factor de forma (F)**

Se usa principalmente para glaciares limitados topográficamente, como los de valle. Este parámetro incorpora la resistencia que se le ejerce al glaciar de forma lateral. El enfoque implementado en la herramienta se puede simplificar en la siguiente ecuación:

$$F = \frac{A}{H p}$$

Donde  $A$  corresponde a la sección transversal,  $H$  es el espesor del hielo y  $p$  es la longitud de la sección transversal de contacto con el lecho del hielo.

El factor  $F$  debe ser igual 1 para casquetes o campos de hielo, y se reduce considerablemente si el glaciar se encuentra limitado. Además, la herramienta puede calcular factores  $F$  para secciones transversales.

#### • **Interpolación DEM paleoglaciar**

Con los dos parámetros anteriormente descritos la herramienta genera inicialmente una representación 2D del glaciar. Con valores de espesor a lo largo de las líneas de flujo (*flowline*) del glaciar.

Para generar la superficie 3D, la herramienta incluye diferentes soluciones tales como "Topo to raster", "Inverse Distance Weighted (IDW)", "Kriging" Y "Trend", cada una de ellas presentan diferentes parámetros de entradas y modos de ejecución. Sin embargo, Pellitere et al. (2016) menciona que, sin importar el método, la superficie interpolada mejora con la densidad de puntos de entrada, es decir, mientras más líneas de flujos se generen, mejor.

En la Figura 6, se representa gráficamente la forma simplificada de los pasos para generar la superficie glaciar. Cabe destacar que es posible agregar más acciones en el proceso, sin embargo, esta fue la metodología utilizada en el presente trabajo.

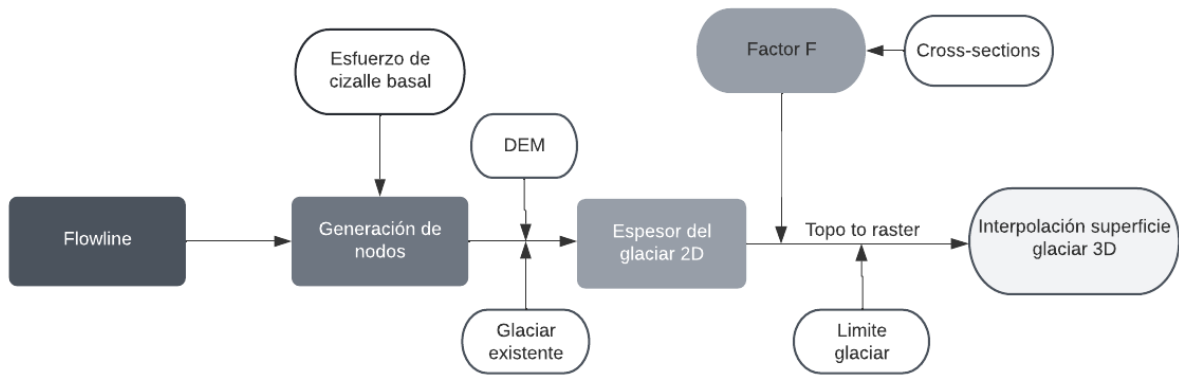


Figura 6: Diagrama simplificado de procesos en GlaRe

## 2.5. Modelos numéricos

Los modelos numéricos, a grandes rasgos, son una combinación de ecuaciones matemáticas que dependen de una computadora, para encontrar una solución aproximada al problema físico (Zafarparandeh & Lazoglu, 2012). Sin embargo, su funcionamiento en la actualidad se ha ido perfeccionando y hay diversos tipos de modelo según el área de interés.

En relación con la geotecnia, en la actualidad, los modelos numéricos son ampliamente usados para simular el comportamiento de macizos rocos, principalmente los métodos utilizados son de elementos finitos (FEM), método de elementos de contorno (BEM), método de diferencias finitas (FDM) y el método de elementos discretos (DEM). Para todo ellos, se debe incluir en su funcionamiento un modelo constitutivo, que describa el comportamiento del macizo rocoso a estudiar (Li, 2017).

En el presente estudio se busca analizar la respuesta de laderas que han sido perturbadas por el paso de los glaciares. El software UDEC será un eje fundamental en el trabajo, puesto que permitirá modelar las situaciones anteriormente mencionadas, basándose en el método de elementos distintos, que es un tipo de modelamiento numérico discontinuo (Itasca, 2014).

### 2.5.1. Método de elementos distintos

El método de elementos distintos forma parte del tipo de modelamiento numérico discontinuo. Un medio discontinuo se distingue de uno continuo por la existencia de contactos o interfaces entre los cuerpos discretos que componen el sistema. Los métodos discontinuos se pueden categorizar por la forma en que se representan los contactos y los cuerpos discretos en la formulación numérica (Itasca, 2019; Itasca, 2014,).

El método de elementos discretos se aplica a programas solo si:

1. Permite desplazamientos y rotaciones finitas de cuerpos discretos, incluido el desprendimiento completo.
2. Reconoce nuevos contactos automáticamente a medida que avanza el cálculo.

Sin embargo, existen software que se adaptan de los programas continuos existentes y los dos requisitos anteriores se ven limitados. Por ello se acuñó el término de elementos distintos para referirse al esquema particular de elementos discretos que usa contactos deformables y una solución explícita en el dominio del tiempo de las ecuaciones de movimientos originales (y no las ecuaciones modeladas transformadas) (Itasca, 2019).

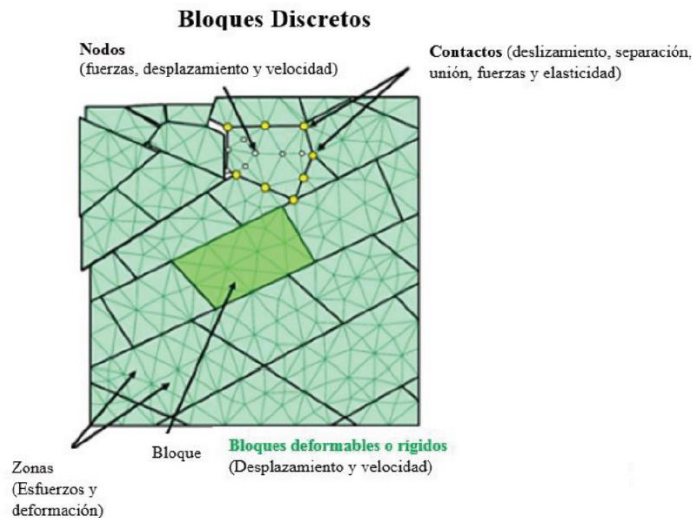
En este método, un macizo rocoso se representa como un conjunto de bloques discretos, y las discontinuidades se analizan como interfaces entre cuerpos distintos. Las fuerzas de contacto y los desplazamientos en las interfaces se encuentran a través de una serie de cálculos que rastrean los movimientos de los bloques, estos movimientos resultan de la propagación, a través del sistema de bloques, de perturbaciones causado por cargas aplicadas y fuerzas del cuerpo. La velocidad de propagación en los procesos dependerá únicamente de las propiedades físicas del sistema discreto.

El comportamiento dinámico se representa mediante un algoritmo de intervalos de tiempo (*timestep*), en donde se realiza la suposición de que las velocidades y aceleraciones son constantes dentro del timestep. El método se basa en el concepto de que el paso de tiempo es lo suficientemente pequeño como para que, durante un paso, las perturbaciones no puedan propagarse entre un elemento discreto y sus vecinos inmediatos. Estas restricciones se aplican tanto a los contactos como a los bloques. En el caso de bloques rígidos, las limitaciones del timestep son definidas por la masa del bloque y la rigidez de la interfaz entre bloques. En tanto para bloques deformables, se usa el tamaño de la zona y la rigidez del sistema, este incluye contribuciones tanto del módulo de roca intacta como de la rigidez en los contactos (Itasca, 2019).

## 2.6. Software UDEC Itasca

*The Universal Distinct Element Code* (UDEC) es un programa bidimensional que simula la respuesta de cargas cuasi estáticas o dinámicas sobre medios que contienen múltiples intersecciones de estructuras (ej. fracturas). El medio discontinuo se representa como un conjunto de bloques discretos, y las discontinuidades se tratan como condiciones de borde entre bloques. A lo largo de las discontinuidades pueden ocurrir grandes desplazamientos y rotaciones de bloque. Los bloques individuales se comportan como material rígido o deformable.

Los bloques discretos se subdividen automáticamente en una malla de elementos de diferencia finitas (ver Figura 7), y cada uno de ellos responde de acuerdo con una ley prescrita. El movimiento relativo de las discontinuidades también se rige por relaciones de fuerzas-desplazamiento. Para esto UDEC presenta varios modelos de comportamientos de materiales incorporados, que permiten la simulación de respuestas representativas de materiales geológicos discontinuos.



*Figura 7: Elementos y propiedades de los bloques discretos en UDEC. Itasca, 2018 como se citó en Tobar, 2021*

UDEC puede aplicarse a una amplia variedad de comportamientos físicos o a cualquier caso en el que se necesite comprender la respuesta bidimensional de las estructuras. Algunos análisis científicos y de ingeniería incorporados son: análisis de estabilidad de taludes de roca, excavaciones subterráneas, flujo de fluidos o gas a través de rocas fracturadas, estabilidad de estructuras de mamposterías, presas y cimientos, terremotos y micro sismicidad, entre otras (Itasca, 2019).

Una de las ventajas de UDEC es que proporciona una interfaz completa, la cual facilita el funcionamiento del software, en ella se encuentran funciones de gestión de proyectos, una biblioteca integrada de materiales, especificación de condiciones de borde y elementos estructurales, seguimientos de resultados en tiempo real, entre muchas otras funciones. Sin embargo, también se integra una consola para ingresar códigos, la cual incorpora un poderoso lenguaje de programación llamado FISH, con este el usuario puede escribir sus propias funciones y así ampliar la utilidad de UDEC, haciéndolo personalizable según las necesidades (Itasca, 2019).

## 2.7. Generación de modelos

De forma muy general, para crear una simulación en UDEC se deben considerar tres aspectos:

1. Un modelo de bloque de elementos distintos para crear la geometría.
2. Asignar el comportamiento constitutivo y las propiedades del material.
3. Establecer condiciones de bordes e iniciales.

El modelo de bloque define la geometría del problema. El comportamiento constitutivo y las propiedades de los materiales dictan el tipo de respuesta que mostrará el modelo ante una perturbación. Las condiciones iniciales y de borde definen el estado in situ, es decir, la condición antes de que se introduzca un cambio o perturbación en el problema (Itasca, 2014), por ejemplo, la carga glaciaria o la incorporación de agua.

Una vez hecha la perturbación, se realiza una modificación en UDEC y se calcula la respuesta resultante del modelo. La solución se alcanza después de una serie de pasos

que pueden ser controlados manualmente. Es el usuario quien debe definir si el número de pasos es suficiente para llegar al estado resuelto (Itasca, 2014).

Por lo tanto, el procedimiento se puede separar en dos etapas, primero es necesario conseguir el **caso estático**, este simula las condiciones iniciales del modelo, en este caso representa la situación de la ladera previa al deslizamiento, por lo tanto, se busca un equilibrio en el talud. La segunda etapa es el **caso dinámico**, una vez alcanzado el caso estático, ya es factible generar la perturbación, en este caso la carga glaciaria. Con esto se analiza la respuesta del modelo y se obtienen los parámetros necesarios para el estudio. En la Figura 8 se muestra el procedimiento para una solución general de un análisis estático.

### 2.7.1. Caso estático

El caso estático es fundamental y parte de los requisitos para una correcta modelación, ya que permite calibrar y obtener un escenario más representativo para los siguientes pasos a realizar (Escudero, 2017).

Debido a que UDEC modela un sistema no lineal, son diversos los indicadores que se pueden utilizar para conocer el estado del modelo numérico en el análisis estático, por ejemplo, es importante saber si el sistema es estable/inestable o está en flujo plástico (Itasca, 2019).

La **fuerza desequilibrada** (Unbalanced Force) es un indicador importante para evaluar el caso estático, ya que corresponde a fuerzas que se acumulan en cada centroide de cada bloque que se genera en el modelo. El software calcula la relación entre la fuerza máxima desequilibrada y la fuerza interna representativa ( $R$ ), donde se considera que el modelo está en equilibrio, cuando esta relación se encuentre entre los 0,1-1%. Sin embargo,  $R$  solo indica que las fuerzas se equilibran, por lo que, igualmente puede estar ocurriendo un flujo plástico estable sin aceleración. Para descartar esta condición, se deben consultar otros indicadores (Itasca, 2019).

Otro criterio importante a la hora de evaluar el modelo estático son los **puntos de control de desplazamiento y/o velocidad** que el usuario puede ingresar al modelo. Las condiciones de estado estacionario se muestran cuando las curvas de los gráficos son trazas horizontales en sus etapas finales. El campo de vectores de velocidad es más difícil de interpretar, sin embargo, si los vectores son aleatorios y de baja amplitud, es un indicador infalible de la estabilidad del bloque y de la ausencia de flujo plástico (Itasca, 2019).

Los **indicadores plásticos** para falla de bloque, es otra herramienta útil para conocer si el modelo se encuentra en equilibrio, ya que como se mencionó anteriormente, puede que las fuerzas se estén equilibrando, pero internamente esté ocurriendo un flujo plástico, por lo que es importante observar el estado de la plasticidad a través de los gráficos. Se indica un mecanismo de falla, si hay una línea contigua de zonas plásticas activas, que une dos superficies. Cabe destacar que al inicio de una simulación si puede ocurrir un flujo plástico, pero luego este se redistribuye ("yielded in past") y no cumplen el criterio de fluencia. Solo los elementos que ceden activamente ("at yield surface") son importantes para la detección de falla (Itasca, 2019).

Llegar al caso estático puede resultar en un proceso iterativo (Figura 8), sin embargo, es importante tener presente algunas consideraciones y recomendaciones. Los modelos constitutivos integrados en UDEC se pueden subdividir en tres: nulo, elásticos y plásticos. Tanto el elástico como el plástico cumplen una función relevante en el proceso de simulación, y sobre todo en la etapa estática, puesto que se recomienda comenzar siempre con un modelo elástico simple. Una vez que el equilibrio es alcanzado, recién ahí es aconsejable realizar el análisis con un modelo plástico, en este caso los modelos constitutivos de interés son Mohr-Coulomb y Hoek-Brown, por lo que idealmente se sugiere comenzar por el primero (Itasca, 2014)

En la Figura 8, se muestra el procedimiento de solución general para un análisis estático, este representa la secuencia de procesos que ocurren en el entorno físico.

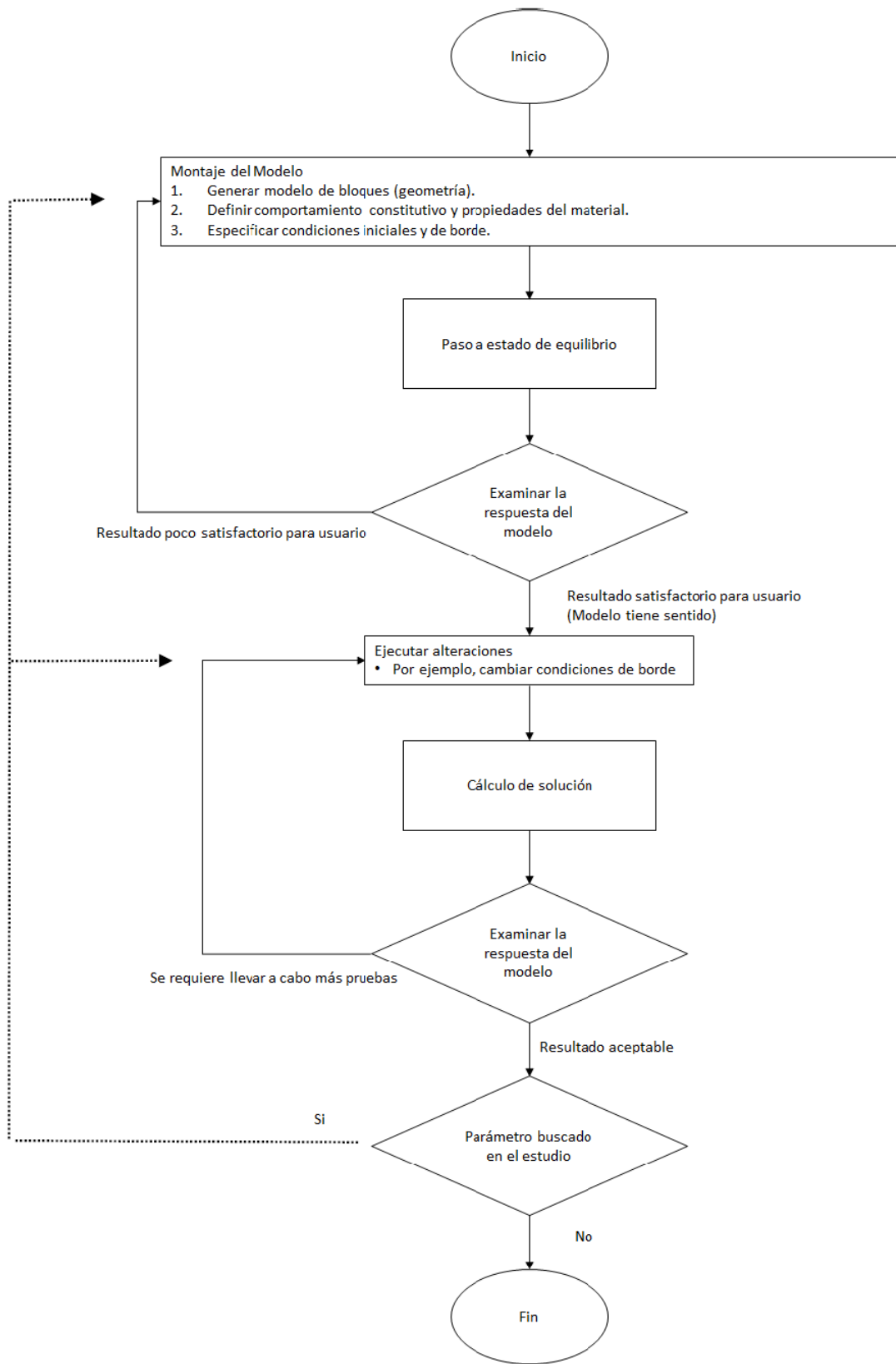


Figura 8: Procedimiento para análisis estática. Extraído de Escudero, 2017, modificado de Itasca, 2014



Como ya se mencionó anteriormente, los modelos constitutivos definen el comportamiento de los materiales geológicos. A continuación, se expone un breve resumen de los modelos que se utilizaron en el presente trabajo, su descripción, material representativo y aplicación (Tabla 2). Para más información consultar *User's Manual* de UDEC (Itasca, 2014)

Tabla 2: Algunos modelos constitutivos del software UDEC (Itasca, 2014). Extraído y modificado de Rivillo, 2019

	Modelo	Descripción	Material representativo	Aplicación
Elástico	Isótropo	Representación simple de comportamiento lineal de material sin histéresis en la descarga	Homogéneo con comportamiento lineal de stress-strain.	Materiales manufacturados (ej.: acero) con cargas menores a la carga límite.
	Transversalmente Isótropo	Otorga la posibilidad de simular capas de medios elásticos con diferentes módulos elásticos en las direcciones normal y tangencial.	Material finamente laminado, mostrando anisotropía elástica (ej.: pizarra).	Materiales laminados con cargas inferiores a la carga límite.
Plástico	Mohr-Coulomb	Representa una falla de corte donde el límite elástico (Yield stress) depende solo de los esfuerzos principales mayor y menor.	Materiales granulares sueltos y cementados: suelos, roca y concreto.	Mecánica general de suelo o roca (estabilidad de taludes o excavaciones subterráneas).
	Strain-Hardening/Softening	Basado en variaciones predeterminadas de las propiedades del modelo Mohr-Coulomb como función de la deformación plástica desviadora.	Materiales granulares que exhiben endurecimiento/ablandamiento no lineal (cambio en la resistencia al cizalle).	Estudios post fallamiento (ej.: colapso progresivo).
	Hoek-Brown	Es una relación empírica. Superficie no lineal de falla representando el límite de resistencia para roca intacta isótropa y macizos rocosos.	Material de roca isótropo.	Construcciones geotécnicas en roca.
	Hoek-Brown modificado	El modelo modificado caracteriza el flujo plástico posterior a la falla por medio de simples elecciones de reglas de flujo dadas en términos de un ángulo de dilatación especificado por el usuario. Se debe incluir el parámetro de Tensión ( $\sigma_3$ )	Material de roca isótropo.	Construcciones geotécnicas en roca, permite cálculos de factor de seguridad.

Además, el programa incorpora cuatro modelos para la representación de las discontinuidades. En la Tabla 3, se describe brevemente el modelo utilizado en el trabajo, puesto que es el más aplicable para estudios de ingeniería general. Mientras que los otros modelos requieren de un conocimiento detallado sobre las discontinuidades (Rivillo, 2019).

Tabla 3: Modelo constitutivo de discontinuidad utilizado (Itasca, 2014). Extraído y modificado de Rivillo, 2019

Modelo	Descripción	Material representativo	Aplicación
Contacto de área (Area Contact-Coulomb slip)	Representación lineal de rigidez de diaclasa y límite de fluencia. Está destinado a bloques estrechamente empaquetados con contacto de área.	Diaclasas, fallas, planos de estratificación en roca.	Mecánica de roca en general.

Para el presente estudio se considera que el modelo constitutivo Hoek-Brown es el adecuado para representar la condición del deslizamiento Yerba Loca, puesto que en esta remoción en masa se ha involucrado roca. Además, el modelo considera una superficie de falla no lineal, adaptándose de mejor forma a las superficies de falla de macizos rocos. En contraste al modelo constitutivo Mohr-Coulomb el cual es principalmente utilizado en suelo. A pesar de esto, es necesario primero introducirse en el modelo elástico, luego Mohr-Coulomb y finalmente Hoek-Brown. En la siguiente tabla se detallan algunos de los parámetros que fueron necesarios ingresar para el modelamiento numérico.

Tabla 4: Parámetros para el macizo rocoso modelo elástico, Mohr-Coulomb y Hoek-Brown. Extraído y modificado de Rivillo, 2019

Parámetro	Código UDEC	Unidad
Densidad ( $\rho$ )	<i>density</i>	[Kg/m <sup>3</sup> ]
Módulo de Young (E)	<i>young</i>	[Pa]
Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )	<i>poisson</i>	-
Módulo de Compresibilidad (K)	<i>bulk</i>	[Pa]
Módulo de Cizalle (S)	<i>shear</i>	[Pa]
Tensión límite o máxima ( $\sigma_{tmax}$ )	<i>tension</i>	Grados
Cohesión (c)	<i>cohesion</i>	[Pa]
Ángulo de fricción ( $\phi$ )	<i>friction</i>	[Pa]
a	<i>hba</i>	-
s	<i>hbs</i>	-
m <sub>b</sub>	<i>hbmb</i>	-
Resistencia a la compresión simple (UCS)	<i>hbsigci</i>	[Pa]
m <sub>i</sub>	-	-
Índice Geológico de Resistencia (GSI)	-	-

Por otro lado, para la representación de la discontinuidad se utiliza el modelo de contacto de área, explicado en la Tabla 3, este necesita una serie de parámetros de entrada que se definen a continuación (Tabla 5)

Tabla 5: Parámetros para las discontinuidades con el criterio Coulomb slip. Extraído de Rivillo, 2019

Parámetro	Código UDEC	Descripción	Unidad
Rigidez normal (Kn)	<i>Jkn</i>	Tasa de cambio de esfuerzos normal y cortante con respecto al desplazamiento normal y de cizalle respectivamente.	[Pa/m]
Rigidez tangencial (Ks)	<i>jks</i>		[Pa/m]
Ángulo de fricción ( $\phi$ )	<i>jfriction</i>	Ángulo de reposo de la superficie de desplazamiento.	[Pa]
Cohesión (c)	<i>jcohesion</i>	Resistencia inherente a la superficie de contacto.	-
Ángulo de dilatación	<i>jdilation</i>	Controla la cantidad de deformación volumétrica plástica desarrollada durante el corte plástico.	Grados

Por último, se le asignan condiciones de borde e iniciales al modelo estático, las cuales ayudan a reproducir la realidad y, por lo mismo, permiten obtener el equilibrio más rápido, algunos de estos son los esfuerzos in situ, velocidades, desplazamiento, entre otros, dependiendo de las necesidades del usuario.

## 2.7.2. Caso dinámico

UDEC permite un análisis completamente dinámico bidimensional de deformación o tensión plana, esta se puede acoplar al modelo de flujo de fluidos en las discontinuidades, permitiendo el estudio de los efectos de la carga dinámica en las diaclasas saturadas. También se puede ajustar a otros modelos como elementos estructurales, para estudiar la interacción roca-estructura, o a modelos térmicos de transferencia de calor. Esto permite incrementar la capacidad analítica de UDEC a una amplia gama de problemas dinámicos y en distintas disciplinas, como ingeniería sísmica, estallidos de rocas en minas, entre otras (Itasca, 2014).

El input dinámico en UDEC generalmente se aplica a los límites de los modelos de bloques deformables con el comando *Boundary*, y puede ser aplicado de cuatro maneras (Itasca, 2014):

1. Historial de velocidad
2. Historial de estrés o presión
3. Historial de fuerza
4. Historial de presión de fluidos dentro de discontinuidades

En el presente trabajo el caso dinámico se aplicará mediante el punto dos, para representar la perturbación de los glaciares, y se discutirá un método modificado del punto cuatro para infiltración de agua.

### • Perturbación glaciar

Para analizar los efectos que generan los glaciares en las laderas, se utiliza el input de estrés o presión. Si se considera un glaciar sobre una superficie con una determinada pendiente, como en Figura 9, se tendrán diferentes componentes de esfuerzo. En primer lugar, el esfuerzo normal ( $\sigma$ ) queda determinado por la siguiente fórmula (Cuffey y Paterson, 2010):

$$\sigma = \text{peso del glaciar} * \cos(\alpha)$$

Mientras que el esfuerzo de cizalle ( $\tau$ ):

$$\tau = \text{peso del glaciar} * \sin(\alpha)$$

Tal como se aprecia en la Figura 9, el peso del glaciar ( $P_G$ ) corresponde a la definición de presión hidrostática.

$$P_G = \rho * g * H$$

Donde  $\rho$  corresponde a la densidad del hielo (917 kg/m<sup>3</sup>),  $g$  a la aceleración de gravedad (9.81 m/s<sup>2</sup>) y  $H$  al espesor del hielo (Cuffey y Paterson, 2010).

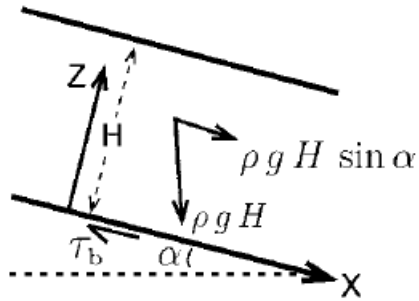


Figura 9: Componente de esfuerzo pendiente abajo. Extraído de Cuffey & Paterson, 2010

En el caso de estudio, se analiza un glaciar recto en el valle, por lo tanto, el modelo en dos dimensiones evidencia solo el esfuerzo normal, bajo estas condiciones, el esfuerzo de cizalle es considerado nulo y se ingresa como input de estrés, el esfuerzo normal.

El input se agrega como una condición hidrostática con diferentes magnitudes en Y. En UDEC esto queda determinado por el comando *ygrad*. Estos valores se agregan con el comando *boundary stress*, los cuales se definen como:

$$\sigma = \sigma^0 + xgrad * x + ygrad * y$$

Tanto para *xx*, *xy*, e *yy*, donde:

- $\sigma^0$  = esfuerzo en el origen.
- *xgrad* = variación del esfuerzo en el eje "X" = 0 → Glaciar Recto
- *ygrad* = variación del esfuerzo en el eje "Y"
- *x, y* = valores que modifica UDEC

En conclusión, para el análisis dinámico se debe fijar un gradiente de estrés en el eje "Y", una constante ( $\sigma^0$ ), y un  $\Delta t$  el cual será asignado por el usuario.

Grämiger et al. (2017) expone dos formas de representar el glaciar en UDEC; a través de estrés hidrostática o como un material elástico. Tobar (2021) compara ambas formas y concluye que se obtienen los mismos resultados, sin embargo, incorporar un material elástico aumenta de manera considerable los tiempos de procesamiento.

### • Infiltración del agua

Debido a la complejidad de realizar un análisis de flujo de fluido, y a los numerosos parámetros que son necesarios para generar un estudio formal, se aborda la infiltración de agua a través del método de R<sub>u</sub>. En el presente trabajo solo se discutirá sobre las implicancias del agua en el modelo, pero de todas formas es preciso una breve descripción del método.

Este procedimiento fue recomendado por Gómez, P (comunicación personal, 16 de marzo, 2022), debido a su sencillez y facilidad para ingresarlo a UDEC. Este se basa en agregar un nivel freático en la topografía de la ladera, pero como solo se busca considerar una infiltración de agua por la superficie, a diferencia del nivel freático, los poros no se encuentran completamente saturadas, por lo tanto, la presión hidrostática será menor pero eventualmente, suficiente para generar la desestabilización de sectores en la ladera.

El método ha sido utilizado para minerías de rajo abierto en alta cordillera, donde posterior a eventos pluviométricos de alta intensidad, los taludes se han movilizados, pero los niveles freáticos no se han visto modificados y se encuentran por debajo de la zona afectada, por lo tanto, es un efecto transiente y de corta duración que dependerá del fracturamiento del macizo rocoso (P. Gómez, comunicación personal, 18 de marzo, 2022).

Como se dijo anteriormente, se utiliza la misma lógica de un nivel freático, por lo tanto, la carga litostática en la superficie del macizo con altura  $h$ , es equivalente a la presión de agua en esa zona, quedando definida por:

$$P = \rho_{w^*} \times g \times h$$

Donde:

- $\rho_{w^*}$ = densidad del agua modificada [ $\text{kg/m}^3$ ]
- $g$ = aceleración de gravedad [ $\text{m/s}^2$ ]
- $h$ = altura de macizo rocoso

Sin embargo, para demostrar que los poros no se encuentran completamente saturados, se disminuye la densidad del agua, es aquí donde juega un papel importante el valor  $R_u$ , el cual se define como:

$$R_u = \frac{\rho_{w^*}}{\rho_m}$$

Donde:

- $\rho_{w^*}$ = densidad del agua modificada [ $\text{kg/m}^3$ ]
- $\rho_m$ = densidad del macizo rocoso [ $\text{kg/m}^3$ ]

Si se considera el caso extremo,  $\rho_{w^*}=1000$  [ $\text{kg/m}^3$ ], y tomando un valor de referencia  $\rho_m=2000$  [ $\text{kg/m}^3$ ], se tiene  $R_u=0.5$ , desde este valor hacia abajo se puede evaluar en el modelo, sobre este no tiene sentido físico.

En algunos proyectos (P. Gómez, comunicación personal, 18 de marzo de 2022) se ha visto que valores entre 0.2 y 0.3 generan inestabilidad y 0.1 se considera una cifra de calibración. Cabe destacar que hay valores de  $R_u$  empíricos según litología.

### **3. Área de estudio**

#### **3.1. Ubicación y vías de acceso**

Este deslizamiento se ubica en la región Metropolitana, en la zona cordillerana de la comuna de Lo Barnechea, 40 km al NE de Santiago, particularmente en el valle del estero Yerba Loca, perteneciente a la sub-subcuenca río San Francisco (ver Figura 10), que a su vez se emplaza en la subcuenca río Mapocho alto, la cual pertenece a la cuenca río Maipo.

La zona de estudio abarca 11 km<sup>2</sup>, y se encuentra comprendida entre las coordenadas UTM 379888.60-383666 E y 6317444-6320518 N (WGS 1984, Huso 19S). En la Figura 10 se aprecia la remoción representada por la "X", esta se encuentra aproximadamente a 1210 metros sobre el estero del mismo nombre. El deslizamiento se encuentra inmerso en el Parque Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, en donde existen senderos hacia el glaciar la Paloma que se ubica hacia el norte del deslizamiento, estos senderos comienzan desde Villa Paulina, un lugar poblado que está a 7.7 km de la remoción en masa.

Debido a la abrupta topografía y altitud a la que se encuentra el deslizamiento, la zona de estudio es de difícil acceso, solo se puede llegar en helicóptero o por tierra desde cerro La Parva hacia cerro La Polvadera o Leonera, sin embargo, en este último solo se llega a lugares cercanos al sitio de la remoción (SERNAGEOMIN, 2019). Para realizar los senderos se debe llegar primero al Parque Yerba Loca por Ruta G-11 Costanera Norte y luego G-21 Camino a Farellones como se muestra en Figura 10.

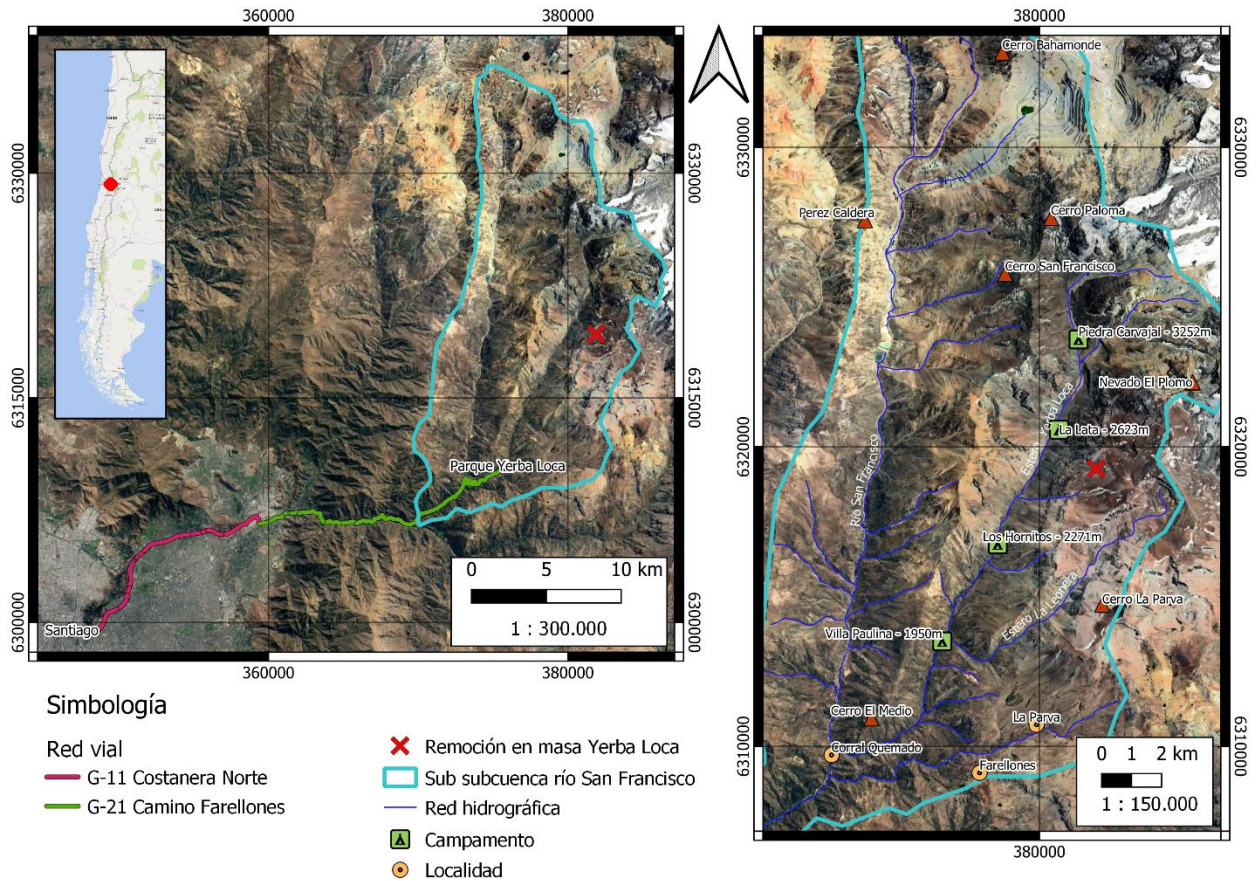


Figura 10: Mapa ubicación del deslizamiento Yerba Loca y vías de acceso. Elaboración propia (WSG 84 / UTM Zona 19s)

### 3.2. Antecedentes

A continuación, se realiza una recopilación de información sobre el clima, glaciares, deslizamiento Yerba Loca y observaciones de terreno del área de estudio y sus cercanías.

#### 3.2.1. Clima

En la Cordillera de los Andes por sobre los 3000 metros de altitud, se genera un régimen de clima frío de altura, el cual se caracteriza por bajas temperatura y precipitaciones sólidas, permitiendo hielo de tipo permanente en cumbres de alta cordillera (DGA, 2008).

Específicamente en el sector de Yerba Loca, en verano hay ausencia de precipitaciones mientras que, en los meses de invierno, esta se concentra bajo los 1800 m s.n.m. no así la nieve, que presenta mayor relevancia en estas zonas, sobrepasando los 2 metros de espesor. En los meses estivales la temperatura puede llegar a 33 °C durante el día y mínimas de 12 °C, en contraste con el invierno que las máximas alcanzan un promedio de 12 °C, llegando a temperaturas mínimas de -12 °C (cabe destacar que estos valores son de referencia a los 2000 m s.n.m. en Villa Paulina, Conaf, 1984).

En el estero Yerba Loca se encuentra vigente la estación meteorológica denominada Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal, esta se localiza a 3250 m s.n.m. y sus coordenadas UTM (WGS84) son 381313 E y 6.323.390 N. La estación ha recogido datos de precipitación, desde el 2013, y de temperatura, desde el 2012. Con los valores proporcionados por el Explorador Climático (CR)<sup>2</sup>, se grafican ambas variables.

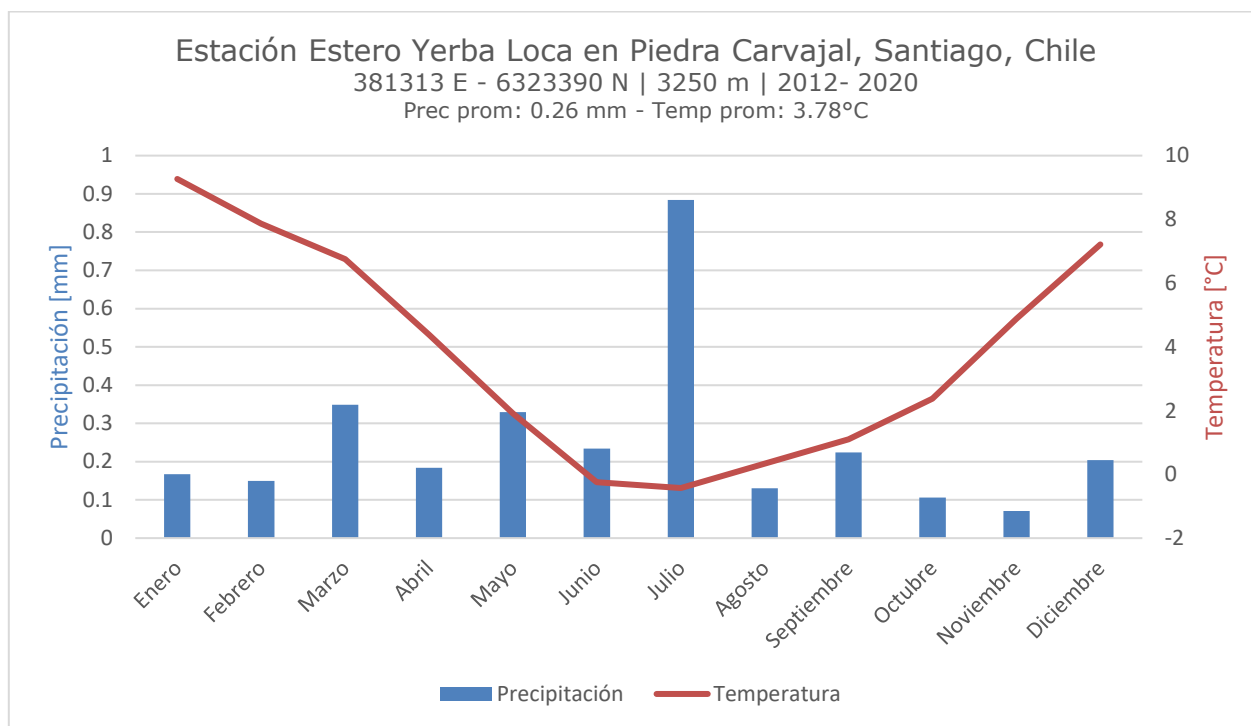


Figura 11: Estadísticas de temperatura y precipitación entre 2012-2020 en estación Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal. Valores extraídos de (CR)<sup>2</sup>, elaboración propia

Las estadísticas generales se condicen con lo detallado por Conaf en 1984, se evidencia que la precipitación es casi nula, sin embargo, se debe considerar que la estación de la Figura 11, se encuentra a más de 1000 m de diferencia con respecto a los valores de referencias, por lo que la temperatura disminuye considerablemente, alcanzando su máxima en el mes de enero con 9.3 °C.

### 3.2.2. Variación glaciaria cuenca río Maipo

Chile, un país largo y angosto, con una imponente cordillera en casi toda su extensión y con importantes altitudes, concentra las condiciones climáticas óptimas para la formación de glaciares. Según Barcaza et al. (2017) Chile alberga más de 24005 glaciares, lo que corresponde a casi el 3.1% del territorio. Al menos 1000 de estos glaciares se ubican en la región Metropolitana, abarcando aproximadamente 388.3 km<sup>2</sup>, particularmente en lo alto de la cuenca del río Maipo (Fariás-Barahona et al., 2020 y Marangunic et al., 2021).

Específicamente, en la zona de estudio, la cuenca del estero Yerba Loca, comprende un área total de 119 km<sup>2</sup>, con un 9.1% del área cubierta por glaciares (≈11 km<sup>2</sup>), y su mayor contribución hídrica proviene precisamente del derretimiento de los glaciares, principalmente en los años hidrológicos secos (Montserrat et al., 2021). En la Figura 12, se resumen los glaciares de la subcuenca río Mapocho Alto, cabe destacar que la sub-



subcuenca río San Francisco es la única que contiene los cuatro tipos de crioformas identificadas (Marangunic et al., 2021).

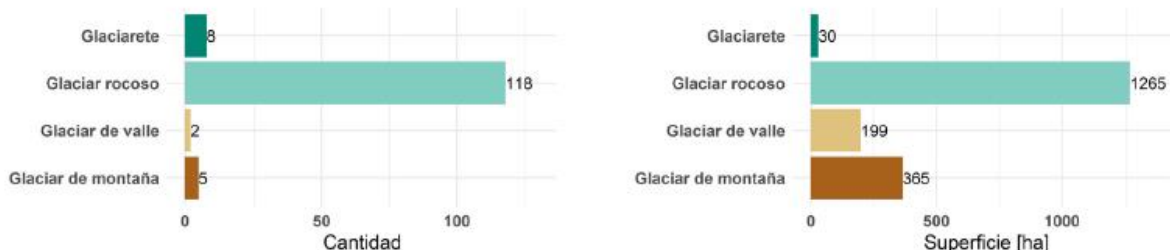


Figura 12: Glaciares de la subcuenca río Mapocho Alto. Extraído de Marangunic et al., 2021

### • Pleistoceno

Entre las latitudes 30° y 40°S los glaciares habrían sido más sensibles a los cambios de precipitación y por consecuencia habrían alcanzado su máxima extensión antes del Último Máximo Glacial (LGM). Las altitudes de los depósitos glaciares más distales, encontrados en la cuenca del río Maipo, es de ~1200 m correspondiente a edades pre-LGM (45-36ka) (Charrier et al., 2019). Cerca de la confluencia del río La Engorda con los ríos Las Arenas y Colina (aprox. 2500 m de altitud), muestras de una morrena frontal, arrojan edades entre ~24-18 ka y ~10 ka que coinciden con el LGM (Charrier et al., 2019).

Charrier et al. (2019), concluyen que el mayor avance glaciar en la cuenca del río Cachapoal, al sur del área de estudio, habría llegado hasta Bocatomas Chacayes, el cual se encuentra a 950 m de altitud, este avance habría ocurrido durante el Último Máximo Glacial. Cabe destacar que la mayor longitud de los valles de la cuenca del río Maipo podrían producir que las morrenas datadas en el LGM se encuentren a una altitud de 2500 m, bastante más elevadas que las encontradas en la cuenca del río Cachapoal (Charrier et al., 2019).

En resumen, se tiene que en cuencas como Cachapoal y Maipo los glaciares en el Pleistoceno descendieron hasta altitudes de 950 y 1200 m respectivamente.

### • Holoceno

Los registros más recientes indican que desde el siglo XVI al XIX los glaciares alcanzaron su máxima expansión, siendo generalmente más extensos antes del siglo XX. En los Andes chilenos-argentinos centrales la extensión máxima de los glaciares de los últimos siglos, ocurrió durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA) (Masioskas et al., 2009)

Entre 1955 y 2000 los balances de masa obtenidos por Ayala et al. (2020) fueron tanto negativos como positivos dependiendo de la subcuenca y glaciares, sin embargo, se generó una tendencia negativa entre el 2000-2013, con excepción de la subcuenca Colorado. Luego, se evidencia que la pérdida de masa, en los glaciares de la cuenca del río Maipo, se acelera a partir del 2010, obteniendo balance de masa altamente negativos, lo cual puede explicarse por un aumento sostenido de la temperatura, asociado con el calentamiento global. En conclusión, durante el periodo de 1955 a

2016, el volumen total de glaciares en la cuenca del río Maipo ha disminuido en un  $20\pm 14\%$ .

Con respecto a la cuenca del estero Yerba Loca, el frente del glaciar Paloma ha presentado relevantes variaciones frontales, como se aprecia en la Figura 13. Marangunic et al. (2021) estableció que entre los años 1955 a 2020 se registra una tendencia hacia un retroceso cada vez más acelerado, con cambios abruptos a partir de la década de 2010-2020, coincidente con los resultados presentados por Ayala et al. (2020).

Otra transformación relevante en la microcuenca de Yerba Loca es lo ocurrido con el glaciar rocoso Littoria, donde se observa como al pasar de los años, entre 1955 y 2020, se va cubriendo por detritos, hasta finalmente mostrar que el área descubierta se ha extinguido por completo. (Marangunic et al., 2021)

Finalmente, en la microcuenca de Yerba Loca, hay tres cuerpos que perdieron su calidad de glaciar, pasando a catalogarse como "hielo remanente", por lo general este tipo de morfologías suelen degradarse en el plazo de una década o menos (Marangunic et al., 2021)

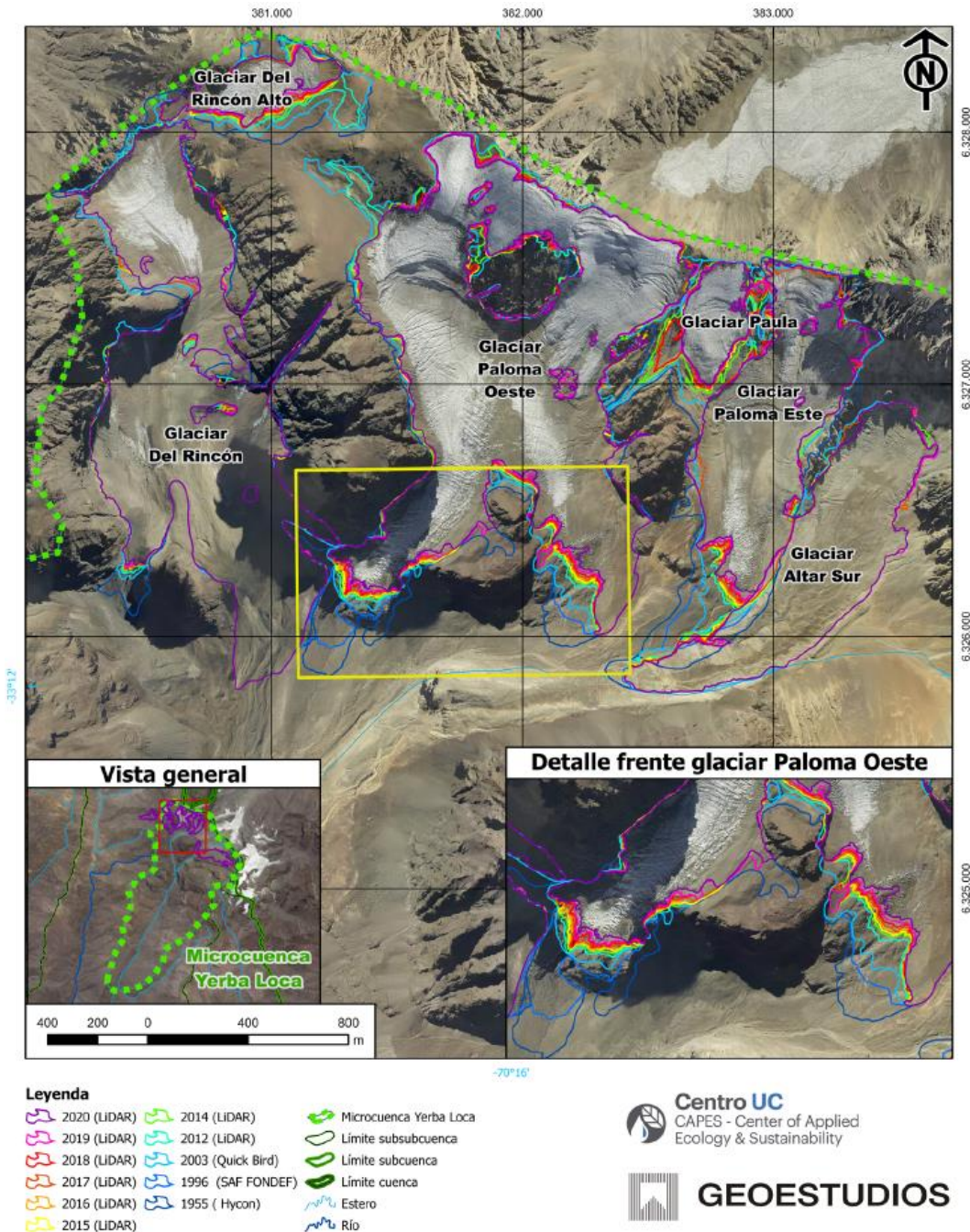


Figura 13: Variación de los glaciares en la cabecera de microcuenca Yerba Loca, al este de la zona de estudio. Extraído de Marangunic et al., 2021.

### 3.2.3. Remoción en masa agosto, 2018

#### • Cronología

En entrevista al alcalde de la comuna de Lo Barnechea, Felipe Guevara, menciona que el deslizamiento Yerba Loca, fue descubierto por la minera Anglo American, cuando realizaban un sobre vuelo con dirección a San José de Maipo, fueron ellos quienes

advirtieron de la situación en octubre del 2018. Esta minera se encuentra al norte del glaciar La Paloma, a más de 10 km desde donde ocurrió la remoción en masa.

Al percatarse de la situación, el Servicio Nacional de Geología y Minería realiza un análisis de imágenes satelitales, determinando la ocurrencia del primer movimiento entre el 6 y el 15 de agosto y un segundo movimiento entre el 21 y 23 del mismo mes (SERNAGEOMIN, 2019).

El 30 de octubre del 2018, la empresa Pucará S.A. emite un informe, donde indica que la remoción correspondería a un fallamiento de tipo rotacional, el cual compromete regolito de composición andesítica y rocas de la Formación Farellones; material fino superficial de 20 m o más de espesor (SERNAGEOMIN, 2019).

Posteriormente, el 8 de noviembre de 2018 SERNAGEOMIN realiza un sobrevuelo en la zona, estimando una altura del escarpe principal de 30 m.

A través de la observación de imágenes satelitales, obtenidas desde planet.com, SERNAGEOMIN (2019) pudo determinar que la remoción en masa abarcaría entre 2520000 y 2680000 m<sup>3</sup>.

- **Movimientos**

Con la observación de imágenes Sentinel-2, las cuales se obtienen cada 5 días, Sepúlveda et al. (2020) delimita aún más el movimiento, entre el 14 al 30 de agosto, subdividiéndolo en dos principales etapas, entre 14 al 19 de agosto es cuando ocurre el notable movimiento vertical y entre 19 al 30 de agosto, existen procesos de deformación interna y aparece el segundo escarpe.

A pesar de que el movimiento principal se concreta en el año 2018, existe evidencia de una deformación lenta y progresiva a través del tiempo. En imágenes satelitales del 2003 ya se evidencian grietas que parecen abrirse gradualmente a lo largo de los años (Sepúlveda et al., 2020).

El deslizamiento actualmente se encuentra en proceso de movimiento. Estudios recientes con Interferometría de Radar (InSAR) determinan que la zona se mueve en el orden de decenas de centímetros al año (Carrasco, 2022). En la Figura 14, se evidencia el mapa de velocidad obtenido a partir de imágenes satelitales entre el 7 de marzo del 2019 al 20 de marzo del 2021, reflejando evidente deformación, concentrando las mayores velocidades en la zona del deslizamiento.



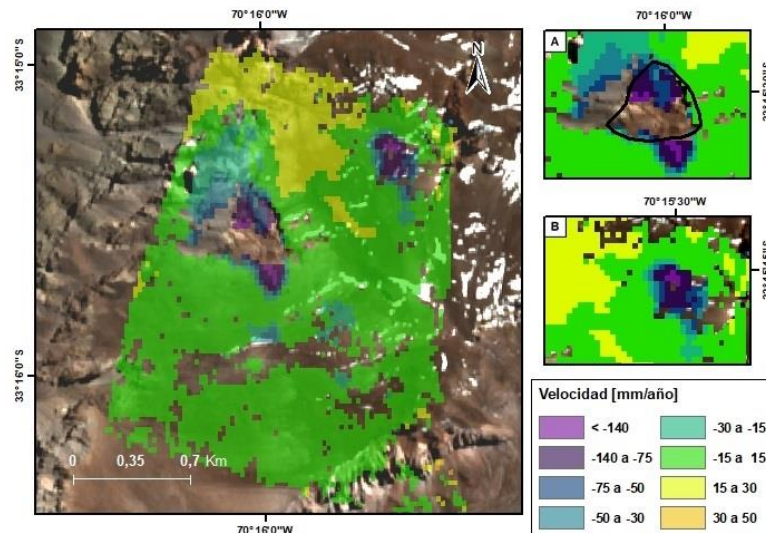


Figura 14: Mapa de velocidad promedio anual a partir de serie de tiempo entre 7/03/2019 – 20/03/2021. Extraído de Carrasco, 2022

### • **Características**

A la fecha se desconoce el desencadenante del deslizamiento Yerba Loca, en Sepúlveda et al. (2020) mencionan que el área se caracteriza por montañas de 5000 m s.n.m. y actuales ambientes paraglaciales en los valles glaciares, por lo que el deslizamiento Yerba Loca es un ejemplo de remoción en masa en estas condiciones. Esto quiere decir, que la remoción estaría influenciada por las características geológicas, geomorfológicas y geotécnicas, asociadas a una transición de condiciones glaciales a no glaciales. "Algunos estudios relacionan la inestabilidad con la pérdida de confinamiento debido a los ciclos glaciares de carga y descarga" (Cossart et al., 2008; Cossart et al., 2014; Deline, 2009, como se citó en Sepúlveda et al., 2020).

SERNAGEOMIN (2019), realiza un modelamiento a través de RAMMS para evaluar posibles escenarios en caso de un colapso del deslizamiento, algunos de estos muestran un descenso poco expandido lateralmente hacia el fondo del valle, donde el volumen se detiene rápidamente formando un depósito. Sin embargo, otros exhiben una importante expansión lateral y fluidez, lo cual le permite avanzar valle abajo, alcanzando localidades como Villa Paulina e incluso Corral Quemado.

Con todos los antecedentes que se tienen de la remoción en masa en Yerba Loca, se clasifica como un deslizamiento multirrotacional, con dirección principal de movimiento hacia WSW (Sepúlveda et al., 2020). En un principio se pensó que era planar "condicionado por estructuras, posiblemente estratificación de la secuencia volcánica presente en la zona" (SERNAGEOMIN, 2018, p.15), y con un espesor de 20m aproximadamente (SERNAGEOMIN, 2019). No obstante, en la parte superior se observan bloques basculados hacia el escarpe principal, por lo que se concluye geometría compuesta, con componente planar en la parte inferior y rotacional en la superior (SERNAGEOMIN, 2019).

Este deslizamiento se desarrolla en roca volcánica, según SERNAGEOMIN (2019) estas corresponderían a ignimbritas de la Formación Farellones, y una serie de

escarpes secundarios que perturban principalmente la cubierta detrítica de origen criogénico. (Sepúlveda et al., 2020 y SERNAGEOMIN, 2019).

#### • **Condiciones climáticas previas al deslizamiento 2018**

A partir de anuarios de la Dirección General de Aguas, "el 2018 se registró la precipitación anual más baja desde 2011, con solo 151 mm en Santiago, aunque casi el doble que el 2019, el año más seco en muchas décadas" (Sepúlveda et al., 2020). Sin embargo, la zona de estudio se encuentra sobre los 3000 m s.n.m. por lo que puede variar ciertos datos meteorológicos en donde las estaciones se ubiquen a una altitud menor.

A pesar de que en el año 2018 en la región Metropolitana no hubo anomalías en cuanto a las precipitaciones, semanas antes al deslizamiento se observaron, a través de imágenes Sentinel-2, precipitaciones sólidas y su posterior derretimiento (Carrasco, 2022), produciendo una variabilidad climática el 2018, con periodos de nieve y derretimiento de nieve durante meses de invierno (Sepúlveda et al., 2020). Se realizó el mismo análisis estadístico de temperatura y precipitación para la estación Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal (Figura 15), a pesar de que los gráficos siguen la misma distribución (de Figura 11), se aprecia que el mes de julio el peak de precipitación llega a casi 2.5 mm, mientras que el promedio es cercano a los 1 mm, esto se debe a que el día 17 de julio del 2018 se registran 70.6 mm/día de agua caída, sin embargo, el mes de agosto la precipitación es menor al promedio (2012-2020). Con respecto a la temperatura entre los meses de enero-abril su distribución es más homogénea que de costumbre, aumentando el promedio anual a 4.17 °C, a pesar de ello, en junio la temperatura disminuye abruptamente hasta agosto, lo cual coincide con el promedio apreciado en la Figura 11.

De acuerdo con lo expuesto en este apartado, no es posible establecer que las precipitaciones hayan sido desencadenantes del deslizamiento Yerba Loca, puesto que su valor, previo al evento de remoción, se mantiene acorde al promedio calculado. No obstante, si puede existir una influencia por parte de los procesos del derretimiento de nieve durante los meses de invierno, los cuales acontecieron el 2018.

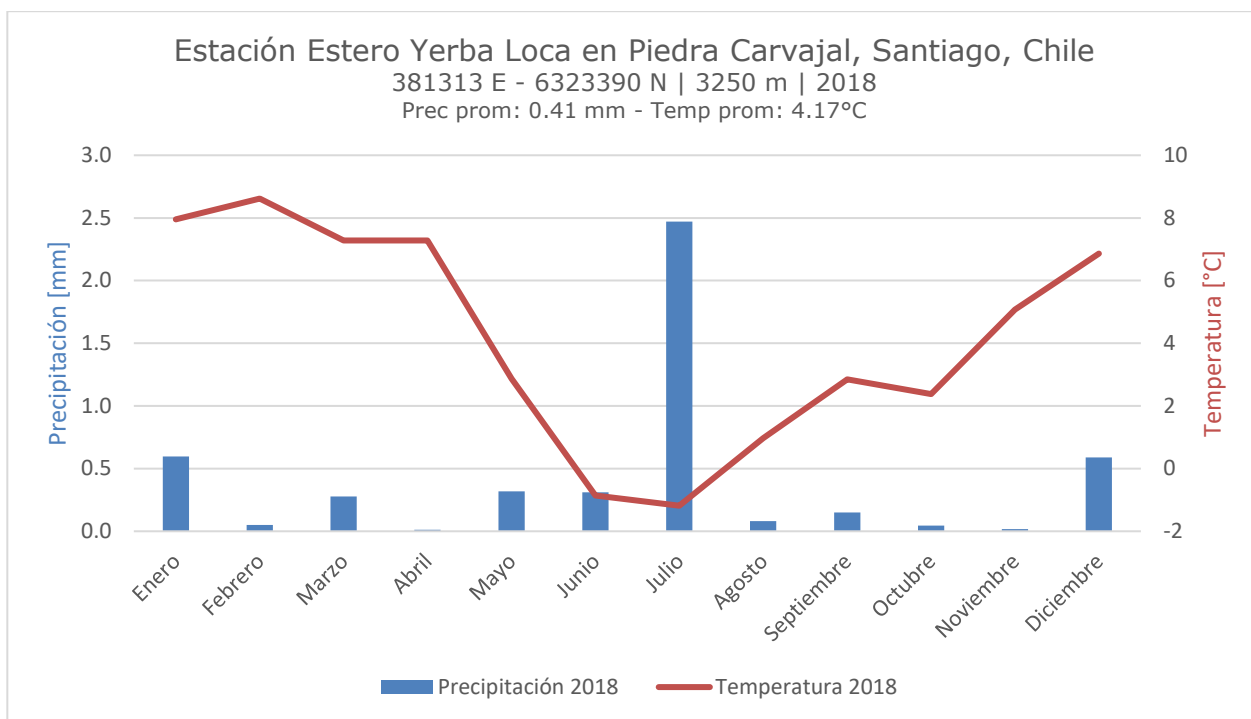


Figura 15: Estadísticas de temperatura y precipitación en el año 2018, estación Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal. Valores extraídos de (CR)<sup>2</sup>, elaboración propia

### 3.3. Marco geológico

En la zona de estudio se tiene conocimiento de dos mapas geológicos que son de utilidad para reconocer la geología del lugar, estos son la carta geológica de Santiago de Thiele (1980) a escala 1:250000 y el mapa realizado por Fock (2005) a escala 1:750000.

#### 3.3.1. Morfoestructuras

Entre la latitud 32°S y 35°S el segmento andino presenta cinco unidades morfoestructurales principales, la cuales se orientan de norte a sur. Estas son de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Fock, 2021). La zona de estudio se encuentra a los 33°15.6'S por lo cual pertenece a la Cordillera Principal (ver Figura 16)

Los cerros de la Cordillera de la Costa rara vez sobrepasan los 2000 m s.n.m. La depresión central se extiende entre las latitudes 33°S - 40°S, y corresponde a una cuenca rellena por depósitos aluviales, el límite oriental de esta es abrupto y marcado debido al comienzo de la Cordillera Principal de los Andes. Esta última se puede dividir en dos grandes flancos, como se aprecia en la Figura 16, la Cordillera Principal Occidental, conformada principalmente por rocas del Cenozoico de las Formaciones Abanico, fuertemente deformadas, y Farellones, con menor deformación, (Carrasco, 2022), y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas Mesozoicas, que conforman las fajas plegadas y corridas (La Ramada, Aconcagua y Malargüe). Conforme se avanza hacia el este se encuentra la Cordillera Frontal y Precordillera, sin embargo, al sur de los 33°S esta última desaparece, pareciera ser que está controlada por la subducción de la Dorsal de Juan Fernández, la que también controla la ausencia

de volcanismo al norte de los 33°S, recién vuelve a aparecer un volcán (Tupungatito) a los 33°23'S (Fock, 2005)

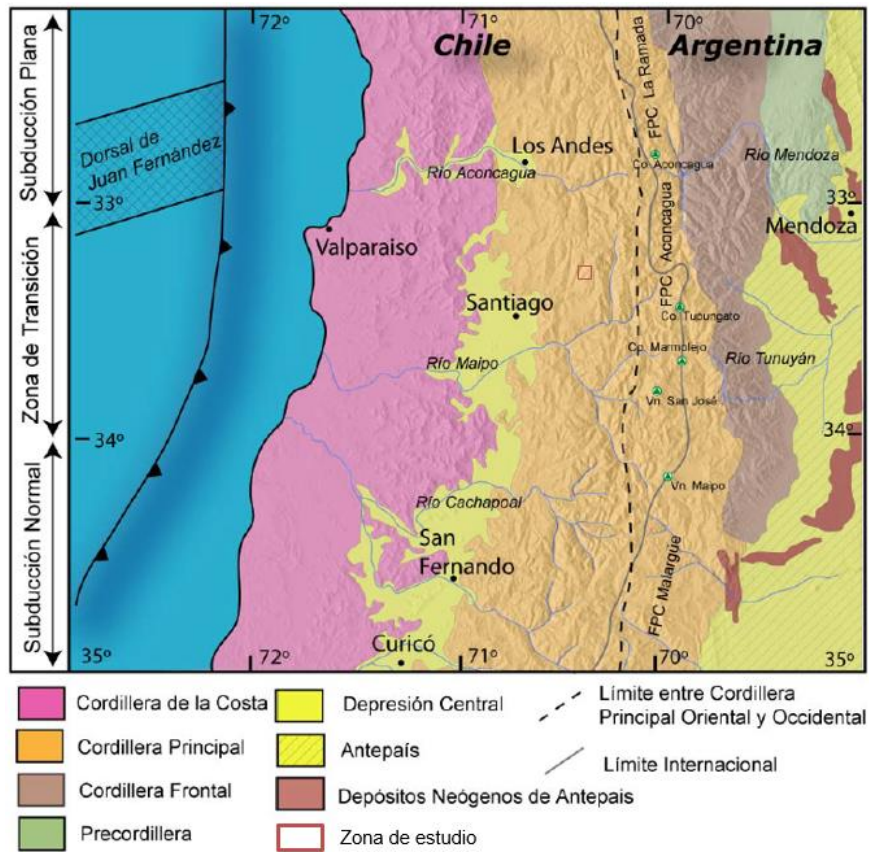
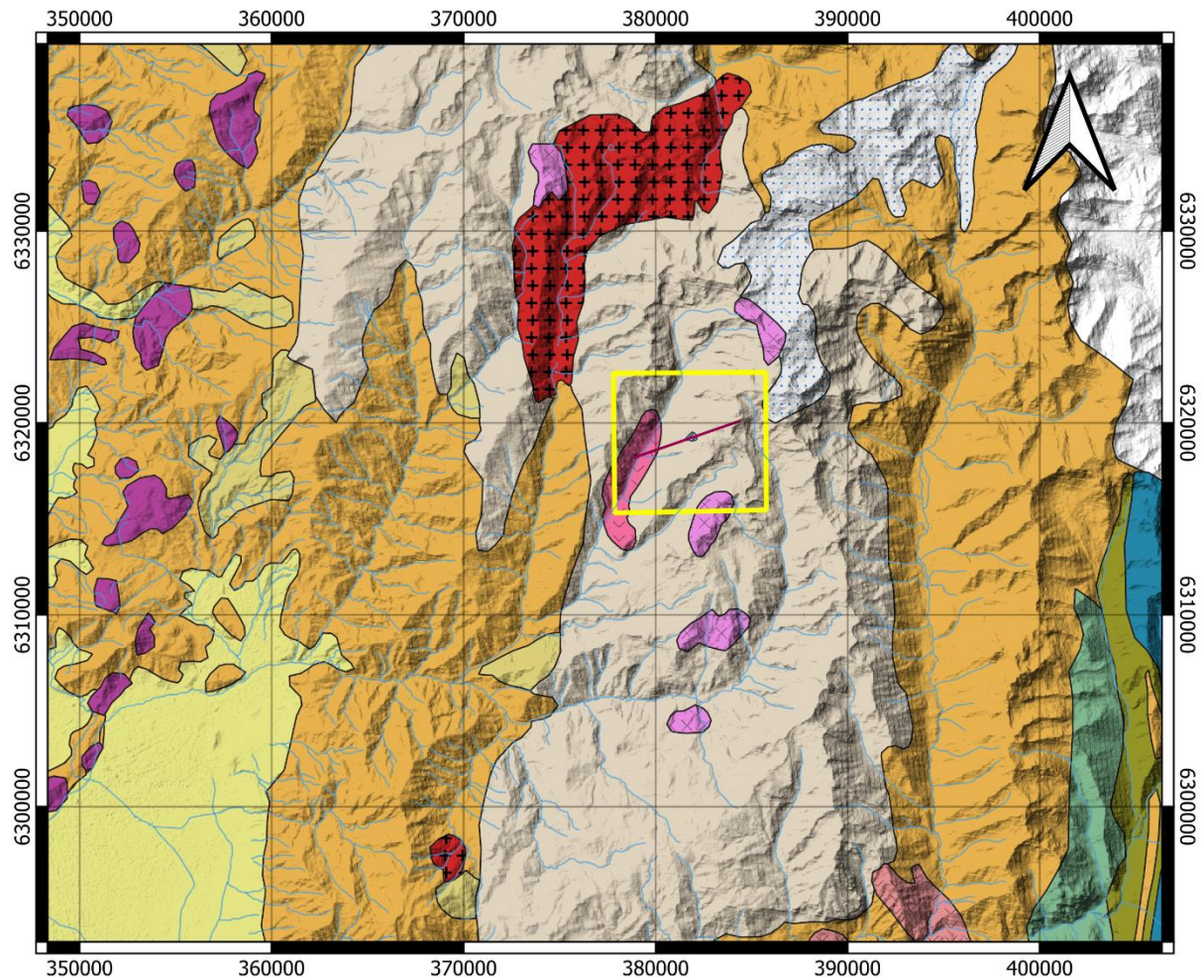


Figura 16: Morfoestructuras entre los 32°-35°S. Extraído y modificado de Fock, 2005

### 3.3.2. Geología general

La zona de estudio se conforma por la Formación Farrellones y dos cuerpos intrusivos, el primero aflora en el valle, y se denomina Intrusivo Yerba Loca, el otro se encuentra más alejado del deslizamiento (3 km al SE) y corresponde a Pórfidos Andesíticos del Mioceno Superior – Plioceno (Fock, 2005). La Figura 17, corresponde al mapa geológico focalizado en la zona de estudio, realizado a partir de Fock (2005).





### Leyenda

#### Rocas Estratificadas

- Depósitos Cuaternarios Aluviales, Fluviales y Coluviales
- Depósitos de Remoción en Masa
- Formación Farellones
- Formación Abanico
- Formación Colimapu
- Formación Lo Valdés
- Formación Río Damas

#### Rocas Intrusivas

- Porfidos Andesíticos del Mioceno Superior - Plioceno
- Intrusivo Yerba Loca
- Intrusivos del Mioceno Medio Superior
- Plutones de Mioceno Inferior
- Intrusivos Hipoabisales Eoceno-Mioceno Inferior

### Simbología

- Zona de estudio
- Perfil Yerba Loca
- Deslizamiento Yerba Loca
- Red hidrográfica
- Glaciares

0 5 10 km



1 : 300.000

Figura 17: Mapa geológico focalizado en la zona de estudio. Elaboración propia, modificado de Fock 2005

## **Unidades estratificadas**

- Formación Farellones [Mioceno medio]

Se define como una sucesión de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brecha. La alternancia de rocas volcanoclásticas más finas producen una marcada estratificación (Thiele, 1980 y Fock, 2005). En esta formación existe un predominio de lavas por sobre las tobas y brechas, sin embargo, en la zona de estudio se evidencia principalmente tobas.

Rivano et al. (1990) subdivide en dos miembros la formación, uno inferior tobáceo a ignimbrítico, de composición riolítica-dacítica, y otro superior, compuesto por flujos andesíticos basálticos intruidos por domos riodacíticos. El primero representa procesos de erupción tipo caldera y el segundo una interdigitación de lavas provenientes de estratovolcanes. El autor y colaboradores realizan un esquema geológico, el cual trazan al sur del deslizamiento Yerba Loca, evidenciando que la Formación Farellones estaría presente desde aproximadamente los 2000 m de altitud (Rivano et al., 1990, pag. 212)

Según las observaciones realizadas por SERNAGEOMIN (2019), las rocas afectadas por la remoción en masa corresponderían a un nivel de ignimbritas de color claro intercaladas en lavas.

- Depósitos no consolidados [Cuaternario]

En la parte alta de la cuenca del estero Yerba Loca, predominan los procesos glaciares, por ende, hay presencia de morrenas y depósitos gravitacionales, no obstante, estos igualmente se encuentran en el sector de Villa Paulina, en donde hay presencia de bloques erráticos, movilizados por la acción glacial (CONAF, 1984 y SERNAGEOMIN, 2018)

En el segmento medio del valle, se desarrollan depósitos lacustres y superficies lobulares, producto de la condición de permafrost. Además, en la parte más baja del valle, se identifican depósitos fluviales mal seleccionados y clastos redondeados (CONAF, 1984). Cabe destacar que las laderas escarpadas se mantienen a lo largo de toda la cuenca, lo que facilita procesos gravitacionales (depósitos coluviales), generando conos de deyección, caída de rocas y cicatrices de deslizamiento (SERNAGEOMIN, 2018). El tamaño de los clastos de los depósitos anteriormente descritos va desde arcilla hasta bloques (Carrasco, 2022)

## **Unidades intrusivas**

- Intrusivo Yerba Loca [Mioceno Medio]

Este se clasifica como un Intrusivo del Mioceno Medio y ha sido datado entre ~14 a 15 Ma (Fock, 2005 y Muñoz et al., 2009). Las litologías principales son granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980).

### 3.3.3. Geología estructural

Según los mapas geológicos consultados de la zona, el área de estudio no presenta estructuras, esto puede deberse a la escala a la cual se realizaron estos registros. Sin embargo, en los sobrevuelos realizados por SERNAGEOMIN (2019) y posterior informe, indican que los estratos, en su conjunto afectados por la remoción en masa, se

encuentran localmente manteando hacia el oeste (inclinados hacia el valle), con pendientes que varían entre 25° y 33°.

Además, se describe un sinclinal con eje en el valle del estero Yerba Loca, "con los estratos al este buzando suavemente al oeste y los del oeste buzando suavemente al este" (CONAF, 1984)

#### 3.3.4. Geomorfología

El valle muestra una morfología glaciár en forma de "U" en su parte media y alta, debido a esto, las paredes son muy escarpadas y de gran altura. En la cabecera de la cuenca se encuentran tres glaciares descubiertos (La Paloma, El Rincón y sin nombre), y a través del valle hay presencia de glaciares cubiertos, rocosos y hielo remanente (Marangunic et al., 2021), por lo tanto, predomina el ambiente glaciár.

En el tramo medio destacan procesos periglaciales y gravitacionales, en el cual se observan valles colgados, morfologías de geliflujión, conos de deyección, depósitos lacustres y depósitos de remociones en masa.

En la zona baja, más allá de Villa Paulina (ver Figura 10) el valle adquiere forma de "V" (ver Anexo B), distinguiendo morfologías aluviales, con presencia de vegetación y desarrollo de suelo (SERNAGEOMIN, 2019).

De forma general, el Parque Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, se encuentra delimitado por el cordón El Plomo - La Parva al este y al oeste por el cordón Yerba Loca. Este último corresponde a la divisoria de aguas entre cuenca río San Francisco y cuenca estero Yerba Loca. Entre Cerro De Manchón y Cerro Fortuna existen numerosos cajones glaciales colgantes (CONAF, 1984).

El deslizamiento Yerba Loca se encuentra en la parte media alta del valle, como se dijo anteriormente, aquí destacan procesos periglaciales y gravitacionales debido a altas pendientes. En particular, la remoción forma parte de una ladera cubierta de detritos en la cual se forman manchones de nieve, y debido a la movilización del material detrítico, de origen crioclástico y coluvial, se genera una serie de bloques en forma escalonada con hasta 10 m de potencia como se aprecia en la Figura 18. En el escarpe principal se distingue la roca, evidenciado que el deslizamiento estaría asociado a un fallamiento en roca (SERNAGEOMIN, 2019).



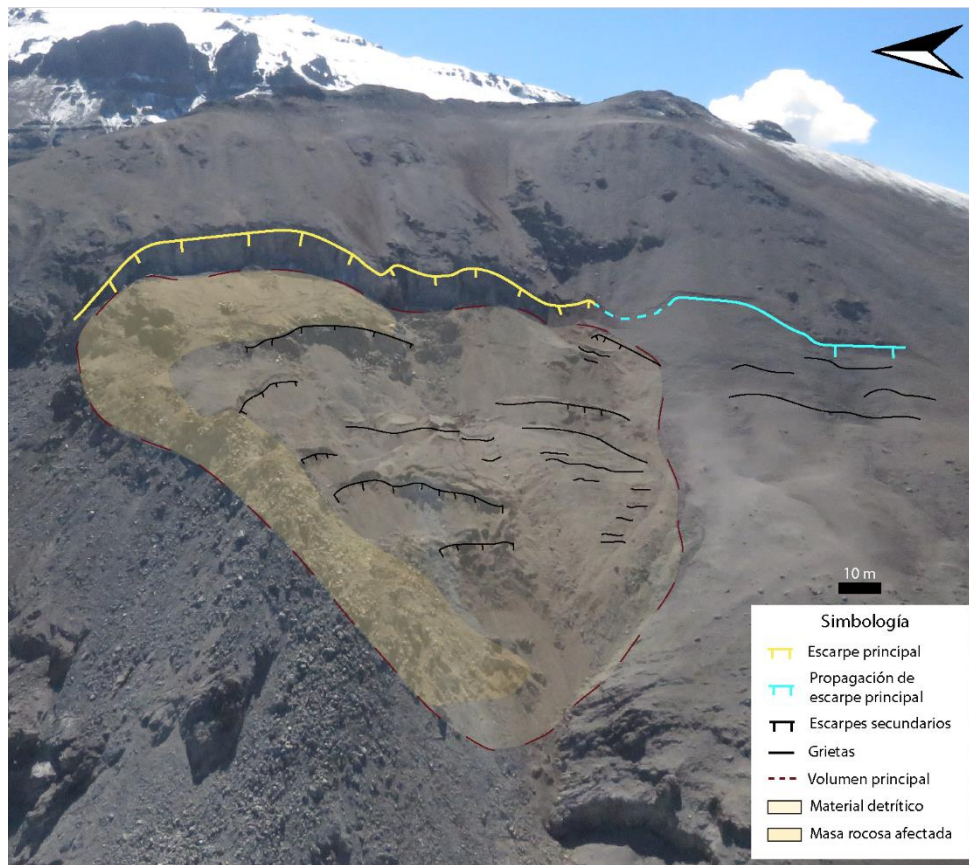


Figura 18: Esquema deslizamiento Yerba Loca y principales geomorfologías

### 3.3.5. Glaciares en el área de estudio

En la cuenca del estero Yerba Loca se han identificado veintitrés glaciares rocosos, cuatro glaciares cubiertos y tres glaciares descubiertos (Valenzuela-Astudillo, 2020). Además, se evidencian diversas morfologías glaciales, tales como circos, horn, aristas, valles en forma de U, entre otras. Sin duda esta cuenca muestra indicios del paso de los glaciares y con mayores dimensiones a los que actualmente permanecen en la cuenca.

En Marangunic et al. (2021), se genera un mapa con la extensión aproximada del Campo de Hielo Cuaternario, específicamente en el máximo de la última glaciación, hace 18.000 años (LGM). En la Figura 19, se aprecia como gran parte del valle del estero Yerba Loca es cubierto por glaciares. Por ello, la zona de estudio es clasificada como un ambiente paraglaciar, la cual se encuentra en un proceso de cambio y perturbación del relieve producto de las glaciaciones y desglaciaciones.

Por otro lado, hay evidencias de un ambiente periglacial gracias a las observaciones realizadas por SERNAGEOMIN (2019), donde identifican presencia de hielo intersticial en el deslizamiento. Sumado a esto, en el estudio de Gruber (2012), se realiza un modelo de estimación global de permafrost, generando el mapa de "Índice de zonificación global de permafrost", en el cual se abarca gran parte de la zona cordillerana de Chile entre las latitudes 26° y 34°.



## **4. Construcción de los modelos**

### **4.1. Reconstrucción del glaciar**

#### **4.1.1. Alcance glaciar**

Para reconstruir los glaciares de la cuenca del estero Yerba Loca, se recurrió a la herramienta GlaRe (Pellitero et al., 2016), utilizada a través del software ArcGIS. Como fue explicado anteriormente (ver sección 2.4), es necesario ingresar ciertos parámetros para la obtención de los puntos de elevación del glaciar. A continuación, se realiza un punteo de las variables requeridas para el presente estudio:

#### **• Líneas de Flujos (Flowline)**

Las líneas de flujos representan la traza del glaciar, por ello primero fue necesario identificar morfologías glaciares en la zona de estudio. En el Anexo B, se presenta un breve análisis de la forma del valle del estero Yerba Loca, el cual ayuda a definir el inicio de la Flowline, delimitándose en las cercanías de la localidad de Villa Paulina. Esto último también concuerda con la presencia de bloques erráticos a la misma altura (Conaf, 1984).

A partir de esto, las líneas de flujos siguen la red hidrográfica por el valle central y sus tributarios, teniendo en cuenta que los glaciares abarcaron gran parte del área desde Villa Paulina hasta la zona alta de la cuenca (como se vio en la sección anterior).

#### **• Esfuerzo de cizalle**

Pellitero et al. (2016) recomienda comenzar con un esfuerzo de 100 KPa e ir ajustando su valor con la finalidad de adaptar la superficie 3D a los límites del glaciar, o morrenas identificadas, en caso de conocerlas. Siguiendo la sugerencia del autor, se inicia con este esfuerzo, sin embargo, se obtienen resultados bastante alejados a los vistos en Figura 19, por lo que se decide aumentar el esfuerzo en ocho órdenes de magnitud.

#### **• Limite glaciar**

El límite glaciar se ajustó, en su parte alta, a la cuenca del estero Yerba Loca, siguiendo aproximadamente la divisoria de agua en la zona este y oeste, su uso se debió a que, en diversas zonas, principalmente en la cabecera y al este de la cuenca, los circos glaciares comenzaban justamente desde la divisoria de aguas. Mientras que el límite inferior, se adaptó al cambio geomorfológico desde el valle en forma de "V" a forma de "U", que se encuentra en Anexo B, complementado esto último con las observaciones de Conaf (1984). Por lo cual se fija aproximadamente a la altura de Villa Paulina.

#### **• Modelo de elevación digital**

Se utiliza un DEM de AlosPalsar con resolución de 30 m por píxel

#### **• Transectas**

Para mejorar la obtención del factor F se generan, de manera aleatoria, transectas perpendiculares a las líneas de flujos.

#### **• Glaciar existente**

Otro parámetro optativo para el funcionamiento de GlaRe, es un polígono de los



glaciares que se encuentran en la actualidad. Para ello se tomó como base el Inventario Público de Glaciares de la DGA (2014), en donde solo se dejaron los tres glaciares descubiertos.

Finalmente, los parámetros ingresados para la reconstrucción glaciár se resumen en la Figura 20.

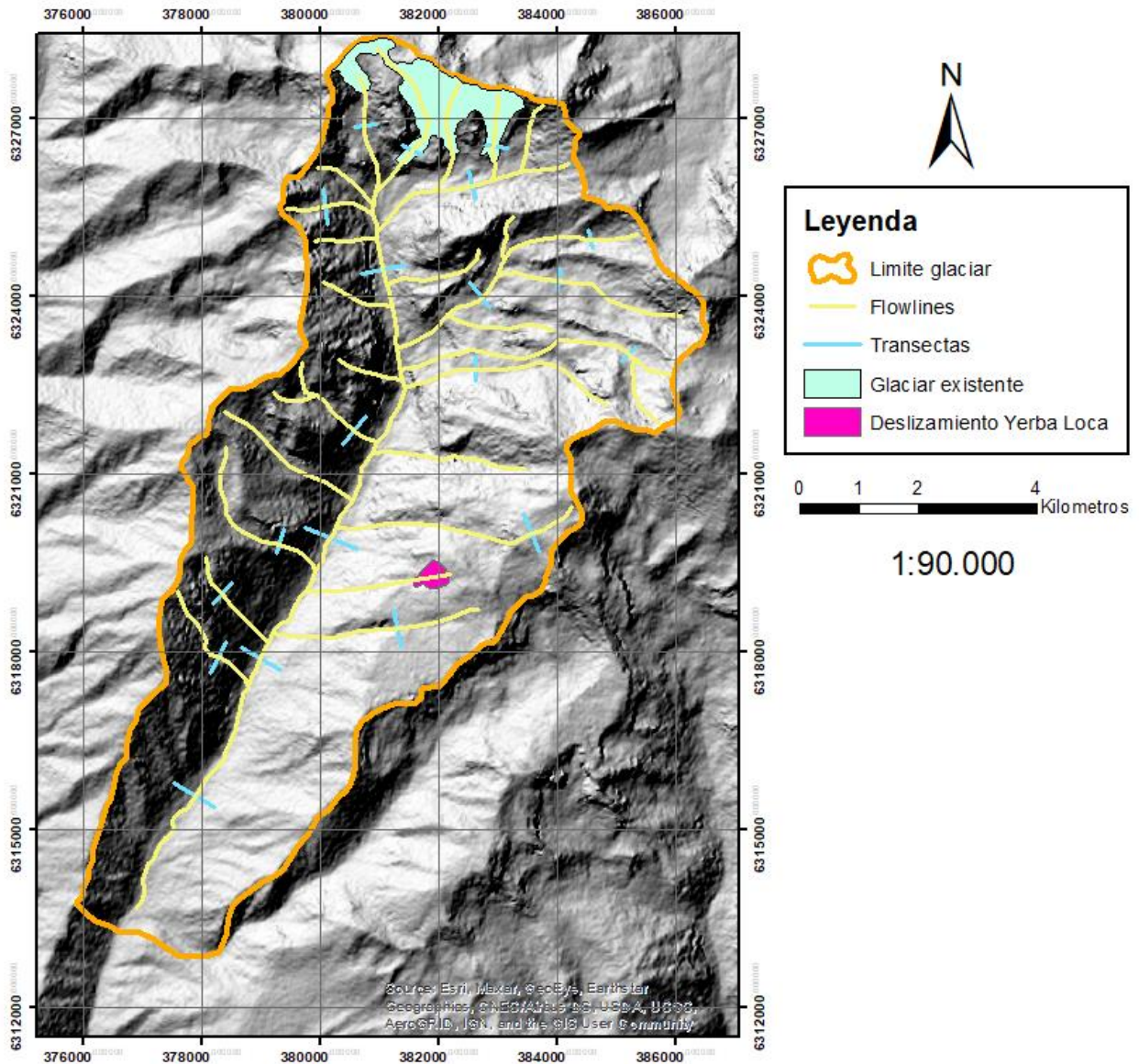


Figura 20: Parámetros de entrada para la reconstrucción del glaciar en GlaRe

Con los parámetros de la Figura 20, se obtiene el glaciar de la Figura 21, cabe destacar que se hicieron variadas pruebas para que el glaciar abarcara la mayoría del valle.

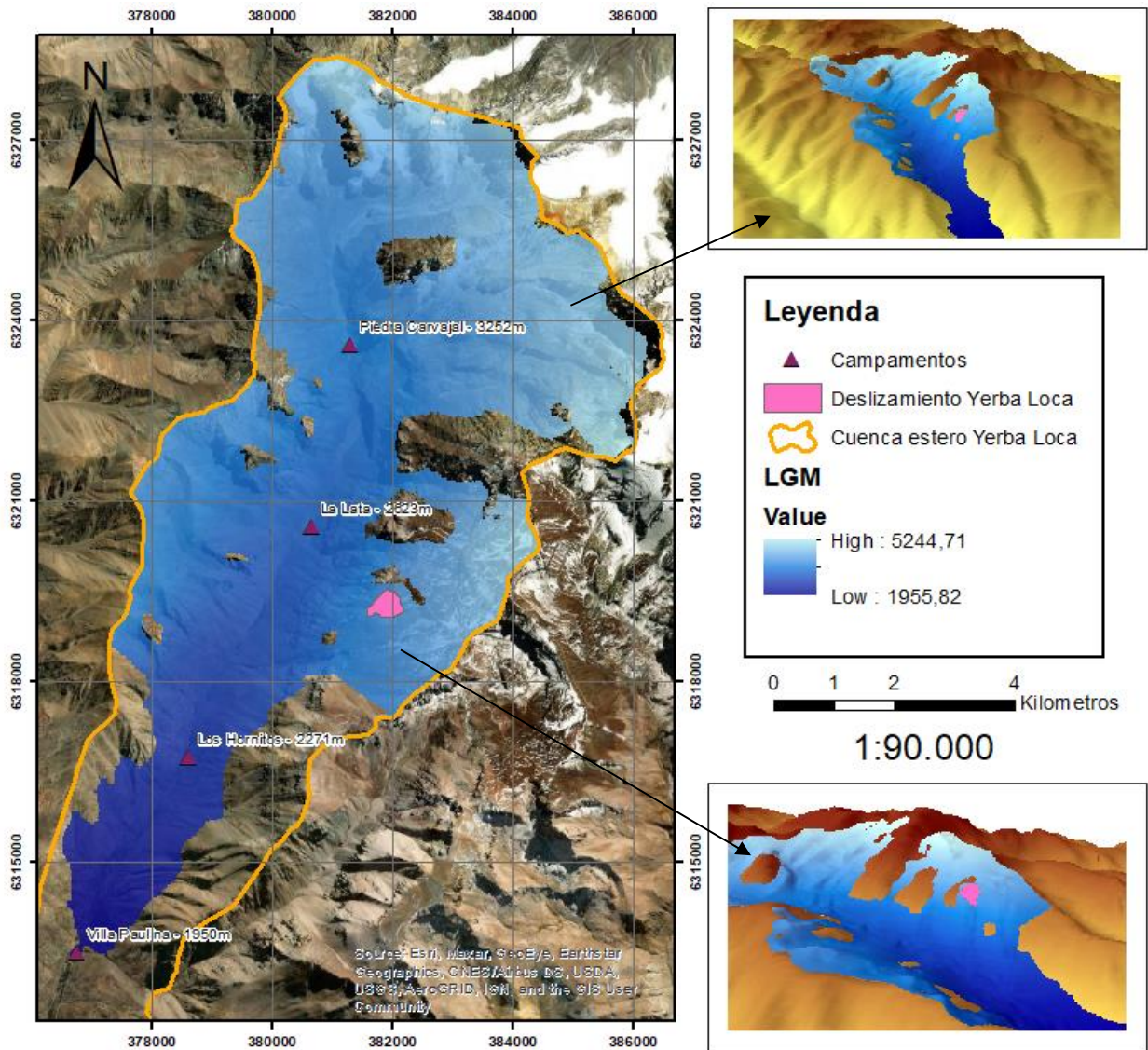


Figura 21: Reconstrucción glaciara caso LGM

Como se aprecia en la Figura 21, el glaciar se encuentra totalmente sobre el deslizamiento. En la Figura 22 se aprecia la sección transversal junto a la elevación del glaciar LGM. Sin embargo, no se puede validar la geomorfología glaciara con la herramienta GlaRe puesto que esta no tiene la capacidad de dimensionar el espesor del glaciar, solo entrega una estimación del alcance glaciara. Es por esto que el programa entrega un glaciar que se aproxima a un manto sobre la cuenca, no obstante, este debiese alcanzar la horizontalidad a cierta cota.

Este caso glaciara se encuentra en Anexo D.1, D.2 y D.3, puesto que de igual manera aporta a las conclusiones del presente trabajo.



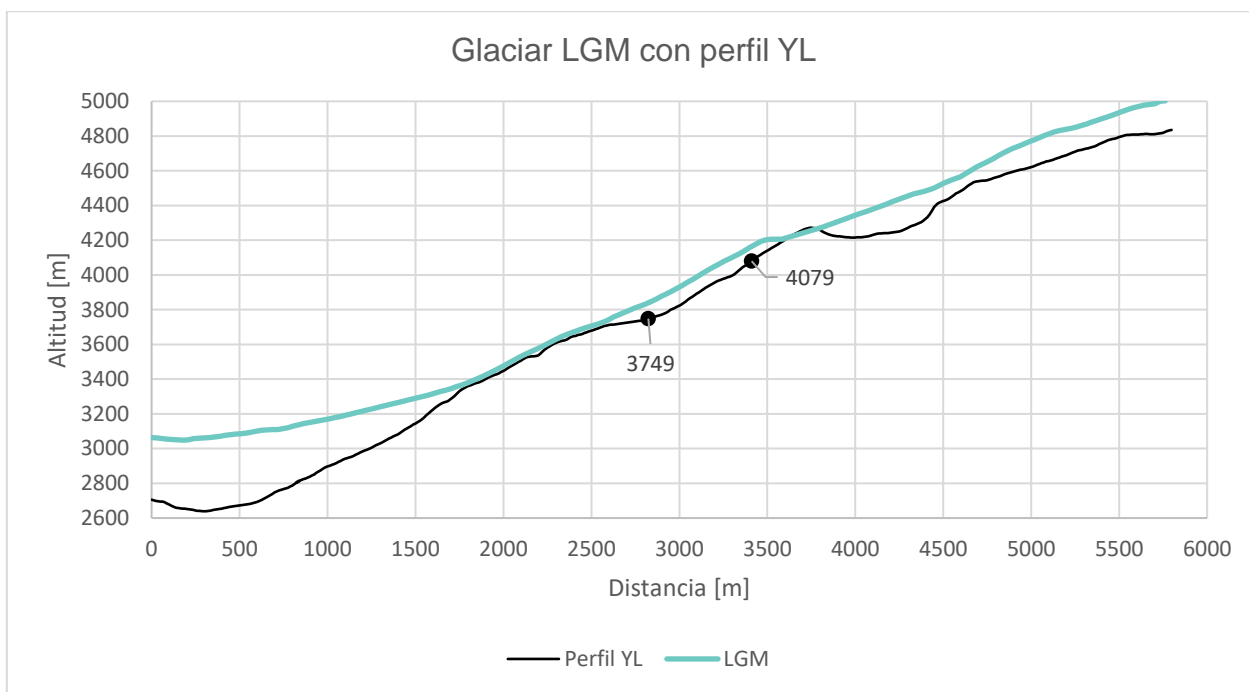


Figura 22: Sección transversal glaciar LGM con perfil YL

Con el objeto de que el glaciar cumpla con la validación morfológica de un glaciar de valle, se considera un cuerpo que cubre todo el valle del estero Yerba Loca de manera recta, tal como se representó en el trabajo de Tobar (2021). En la Figura 23 se aprecia la representación del glaciar. Este no se consideró como un caso en el LGM ya que no es posible generar una conexión entre el espesor del glaciar y el periodo en que estuvo presente, principalmente porque no hay dataciones al respecto, y se dificulta el uso de herramientas para conocer la Línea de Equilibrio Glaciar y poder relacionarlas con conocimientos previos en la zona respecto al ELA y su periodo glaciar.

Para cumplir con el objetivo general del presente trabajo y evaluar cómo afecta el retroceso glaciar a la ladera, en particular en la zona del deslizamiento Yerba Loca, se estima un glaciar que comienza en la cota 4200 m s.n.m. (Figura 23), cabe mencionar que específicamente en la zona de estudio no hay datos sobre las alturas, por lo tanto, su generación solo se basa en cubrir por completo la zona afectada por el deslizamiento.

El espesor del glaciar en el valle estaría alcanzando los 1600 m (ver Figura 23). Si bien este valor dista bastante de los actuales glaciares que se encuentran en la cabecera del estero Yerba Loca (Marangunic et al., 2021), existen registros de glaciares que alcanzaron espesores similares en otras localidades, en el LGM o previo, (en la Patagonia estudiado por Hulton et al., 1994 y Hulton et al., 2002; en América del Norte por Marshall et al., 2002 y Asia Oriental por Khule, 2001) tal como menciona Kelly et al. (2004) donde el campo de hielo en el LGM del sur de Valais en Suiza tenía un espesor de al menos 1400 m en la región de Zermatt. En este mismo trabajo mencionan que es probable que en la ciudad de Martigny el espesor del hielo en el LGM haya alcanzado 2300 m (Kelly et al., 2004). Florineth & Schliüchter (1998) también reconstruyeron una serie de glaciares en Engadina en los Alpes Suizos, obteniendo como resultados espesores que van desde 1000 m - 1500 m.

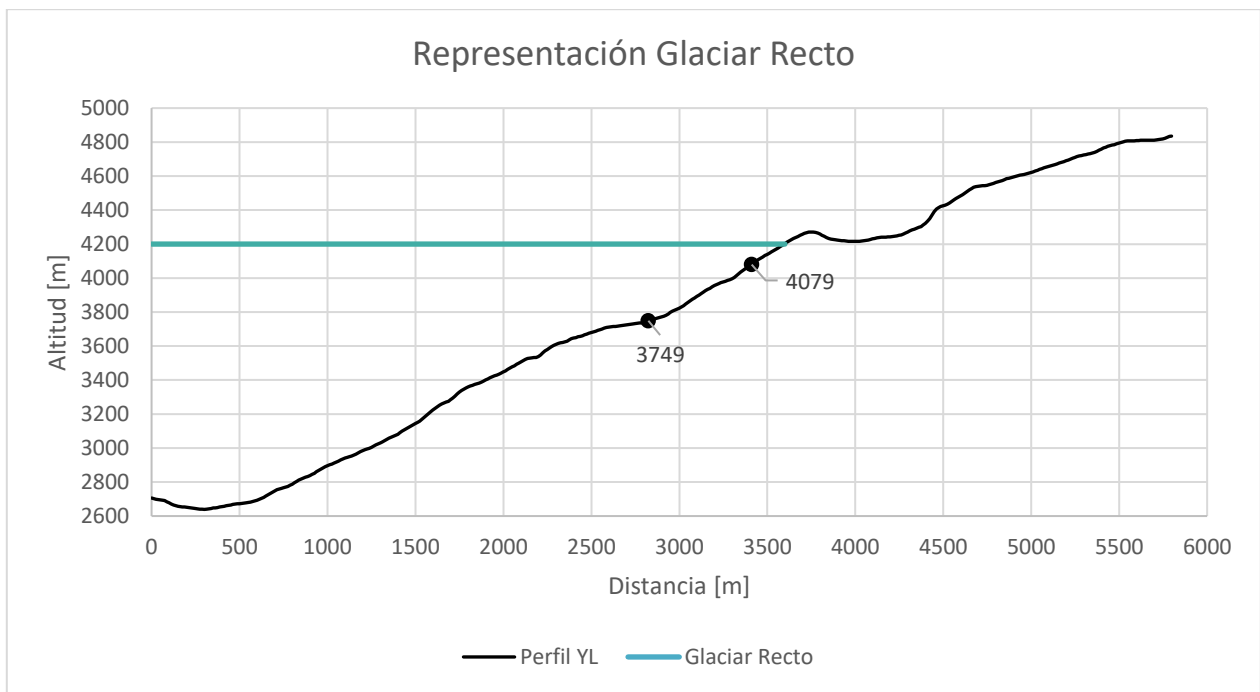


Figura 23: Sección transversal glaciar recto con perfil YL

#### 4.1.2. Retroceso glaciar

Los glaciares a lo largo del tiempo han experimentado variaciones en sus dimensiones debido a los cambios en las condiciones climáticas, investigaciones actuales en la cuenca alta del río Mapocho, determinan que los glaciares (a excepción de glaciares rocosos) han experimentado un ininterrumpido retroceso junto con un persistente adelgazamiento y pérdida de masa (Marangunic et al., 2021).

Por ello, y con el fin de representar estos cambios, se modelaron diferentes escenarios en donde el glaciar va disminuyendo su espesor. Se decide realizar 2 etapas con la finalidad de efectuar cambios paulatinos y progresivos en el modelo numérico, evitando la descarga brusca de la ladera, esto ayuda a que los parámetros se estabilicen y no se genere un 'shock', provocando un posible comportamiento extremo y poco realista (Asprouda, 2007).

El retroceso del glaciar recto en el valle se realiza a través de una función ingresada en FISH, en donde el espesor del glaciar disminuye cada 2 m hasta alcanzar una nueva altura especificada por el usuario, estas alturas van desde 4200 hasta 3700 m de altitud y desde 3700 hasta 3321 m de altitud, resumidos en la Tabla 6 y representados en la Figura 24 y Figura 25. Estos valores se escogieron con la finalidad de que el glaciar abarcara todo el deslizamiento (4200 m s.n.m.), luego que descendiera hasta encontrarse bajo el deslizamiento (3700 m s.n.m.) y posteriormente que se descargara completamente del valle (hasta 3321 m s.n.m.).

Tabla 6: Modos de altura del glaciar recto en el valle

Glaciar recto en el valle	
Modo 1	4200 - 3700 m s.n.m.
Modo 2	3700 - 3321 m s.n.m.

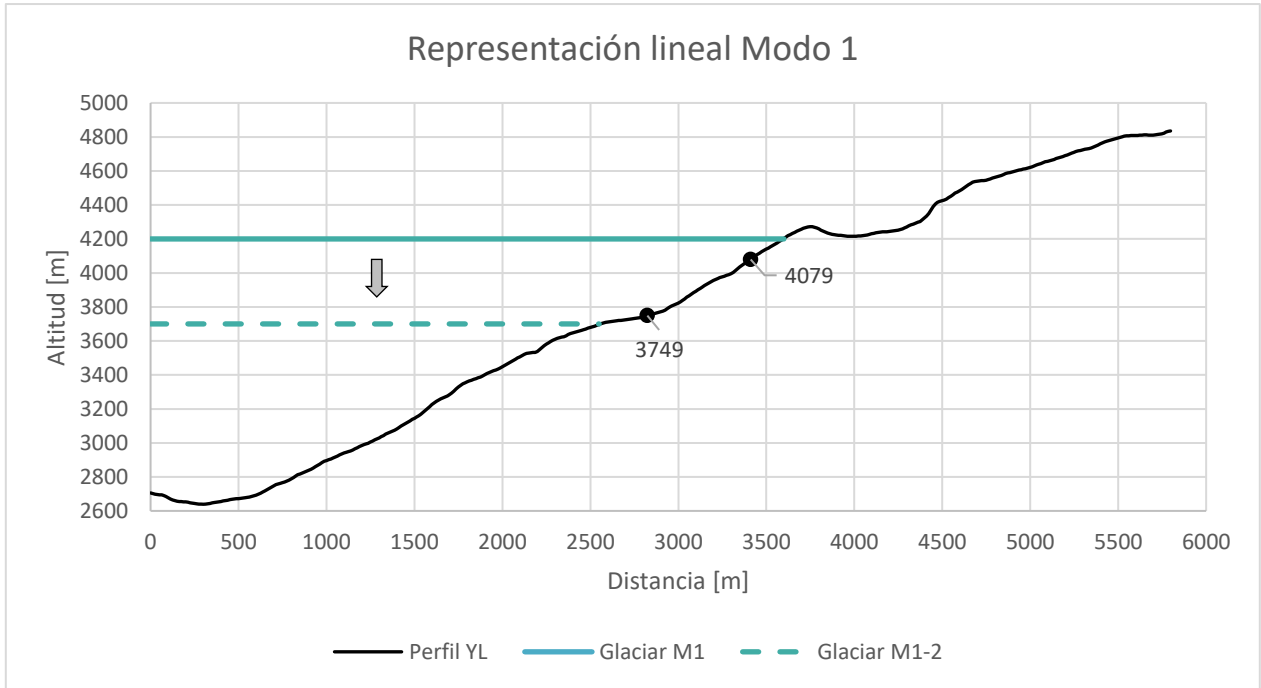


Figura 24: Sección transversal glaciar recto Modo 1

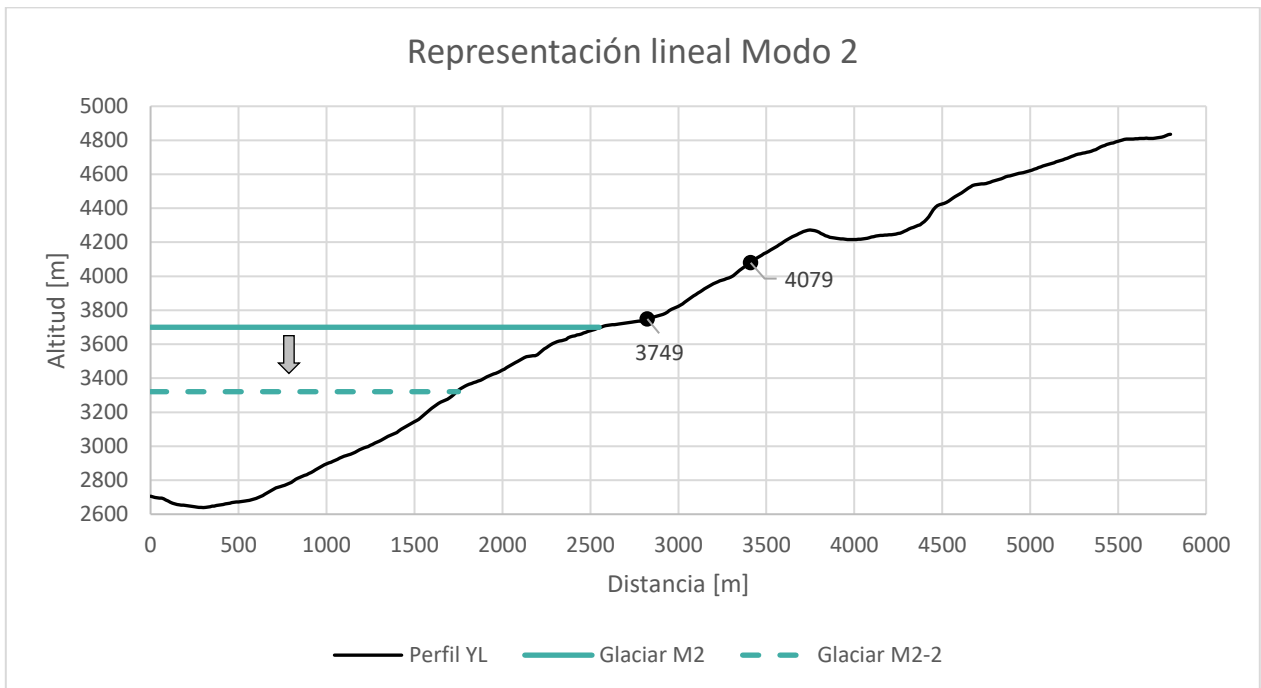


Figura 25: Sección transversal glaciar recto Modo 2

El glaciar recto permite visibilizar la disminución paulatina de la descarga del glaciar, facultando la realización de una representación de derretimiento glaciar más cercana a la realidad.

## 4.2. Modelo estático UDEC

En este capítulo se desarrolla, en su totalidad el modelo estático para la ladera involucrada en el deslizamiento Yerba Loca. La construcción de este modelo permitirá eventualmente conocer los efectos del retroceso glaciar en las laderas del valle, y evaluar como este proceso condiciona la generación de remociones en masa.

En primer lugar, se selecciona la traza que abarque de mejor forma la remoción en masa. A partir de esto, se genera la **topografía (1)**, sus dimensiones y el detalle, luego en base a la geología de la zona revisada en la sección 3.3, se genera la **geometría (2)**, considerando estratificación y contactos. Cabe destacar que no se cuenta con información geotécnica de la zona, por lo que la principal fuente de información para la **determinación de parámetros (3)** es bibliográfica, procurando que se asemeje lo más posible a las condiciones geológicas reales, y que igualmente permita obtener una condición estática. Además, se determinan las **condiciones de borde (4)** y finalmente se **valida el modelo estático (5)**.

Si llegando al paso (5) no se cumple la validación del modelo estático, se vuelve nuevamente al punto (1). Para sintetizar la ejemplificación del trabajo realizado, en las siguientes secciones solo serán presentados los casos finales que cumplieron con la validación del modelo estático y se indican los cambios generados en cada una de ellas. Pero se debe considerar que cada vez que no se logra la estabilización, es necesario una revisión completa de los pasos realizados.

### 4.2.1. Topografía del talud

Se busca obtener un perfil representativo previo al deslizamiento, esto permitirá conocer las condiciones precedentes y analizar su respuesta bajo condiciones dinámicas. Por ello se realizan cuatro trazas a lo largo del deslizamiento en dirección del movimiento de la remoción en masa, perpendiculares a las curvas de nivel, con la finalidad de que el perfil se encuentre en la máxima pendiente (manteo), con esto se abarca mayor área de su extensión.

Las elevaciones se obtienen de un DEM del satélite AlosPalsar adquirido de ASF (*Alaska Satellite Facility*) con resolución de 12.5 m por píxel. A continuación (Figura 26) se aprecian los cuatro perfiles en planta y en sección transversal (Figura 27).

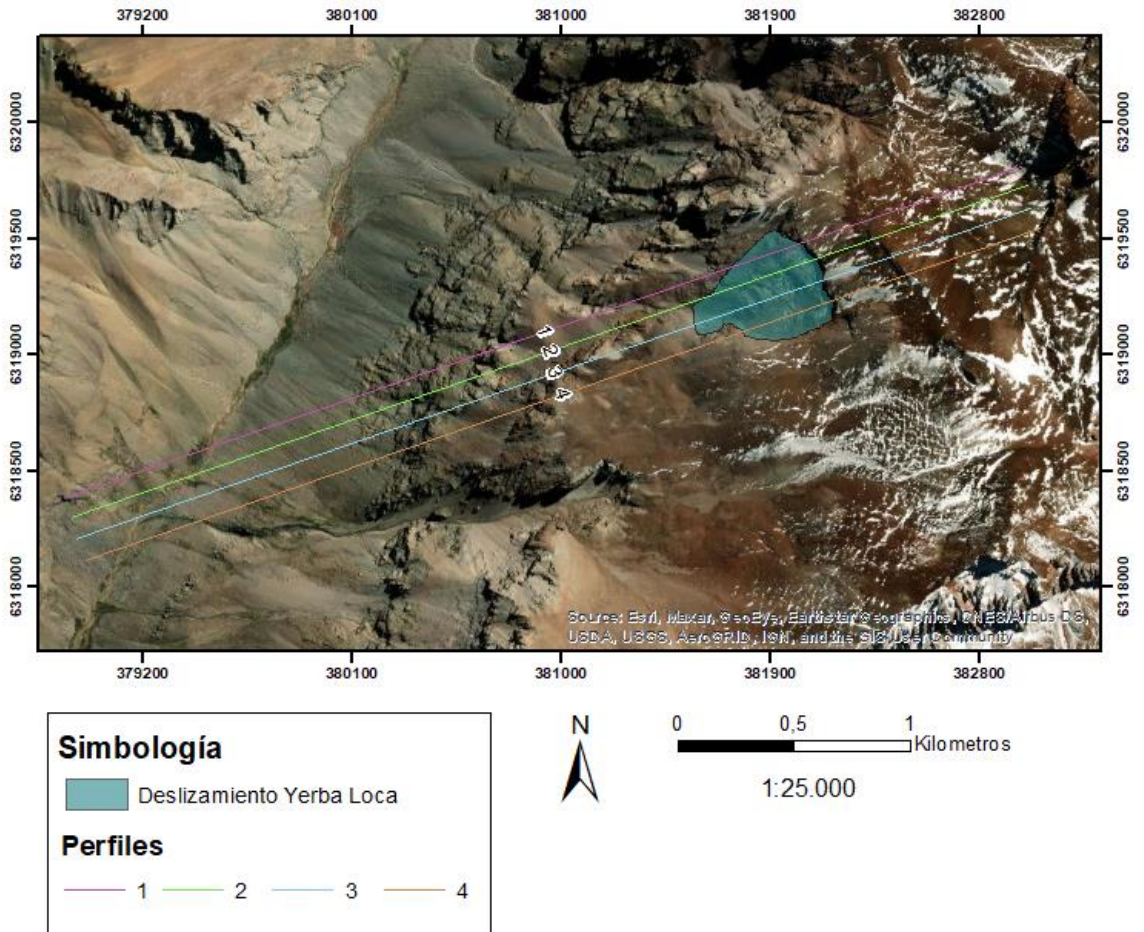


Figura 26: Perfiles vista en planta

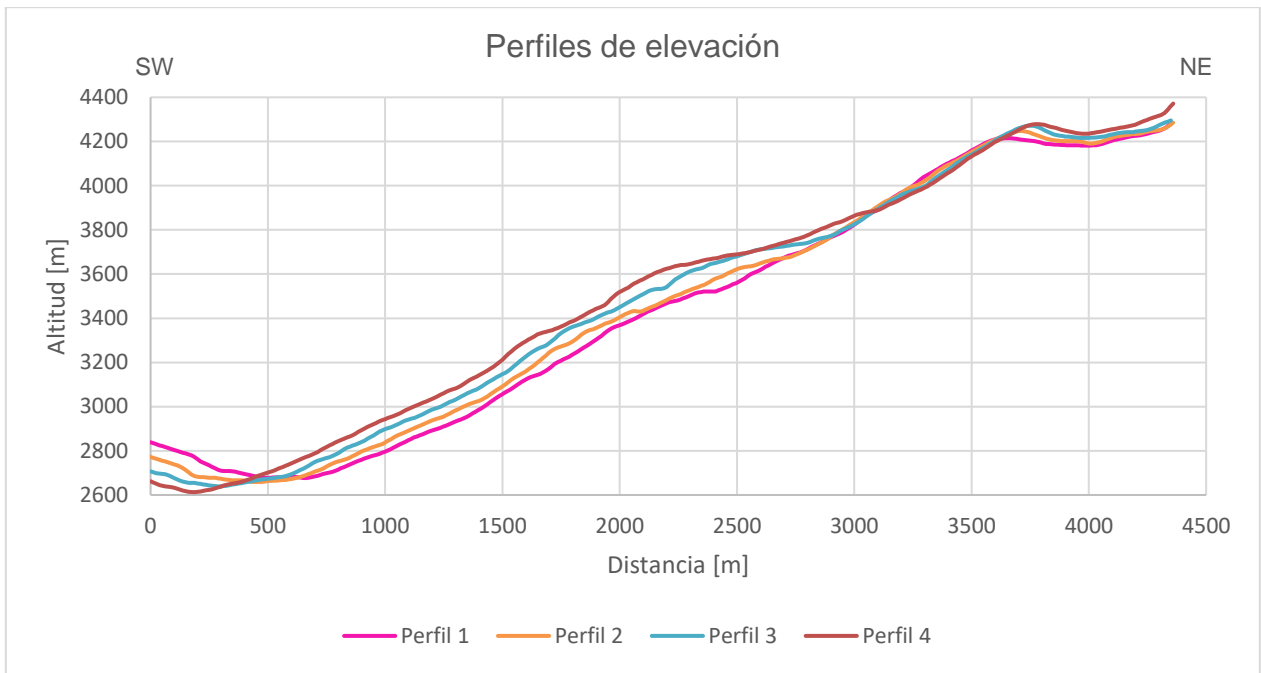


Figura 27: Perfiles de elevación

Se aprecia que el perfil 3, es el que abarca mayor área afectada por el deslizamiento, por lo tanto, es el escogido para la realización del presente estudio. Sin embargo, se realiza una pequeña modificación, extendiendo la traza del perfil aproximadamente 3 km al noreste, esto con la finalidad de implementar condiciones de bordes más realista y observar los efectos del entorno a la zona deslizada. En la Figura 28 se aprecia el perfil de elevación de Yerba Loca (YL) luego de su extensión.

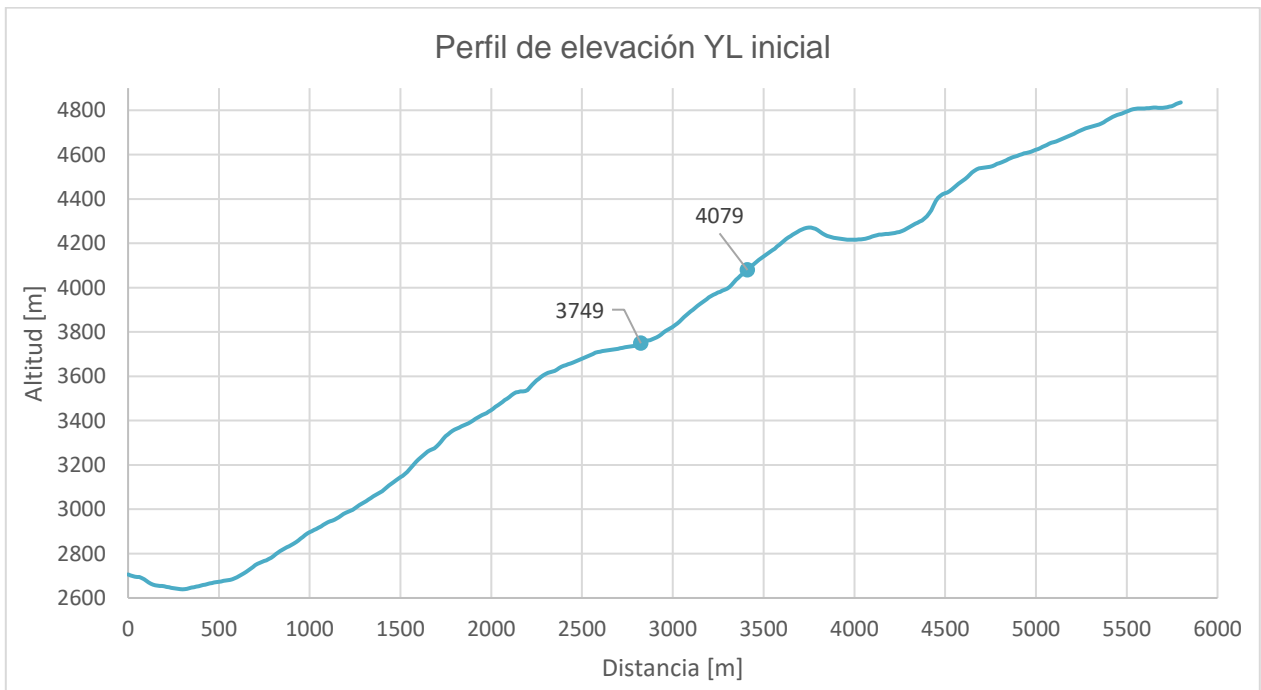


Figura 28: Topografía del perfil YL pre-deslizamiento. Se muestran las elevaciones límites del deslizamiento actual.

El perfil final presenta una extensión de casi 6 km y elevación de ~2 km, además, a través de los puntos celestes se delimita la zona del deslizamiento y su respectiva elevación aproximada. Cabe mencionar, que al estar utilizando un DEM de 12.5 m la topografía es bastante detalla.

El elevado número de puntos en la topografía, no permitieron generar de forma correcta las zonas del mallado, generándose diversos problemas de zonificación (ver más adelante), por lo que se opta dejar solo los puntos con mayor elevación (véase Anexo C.1) es decir donde se generan inflexiones (P. Gómez, comunicación personal, 1 de febrero 2022). Con esto se obtiene la topografía definitiva (Figura 29) que será utilizada para el desarrollo del presente trabajo.

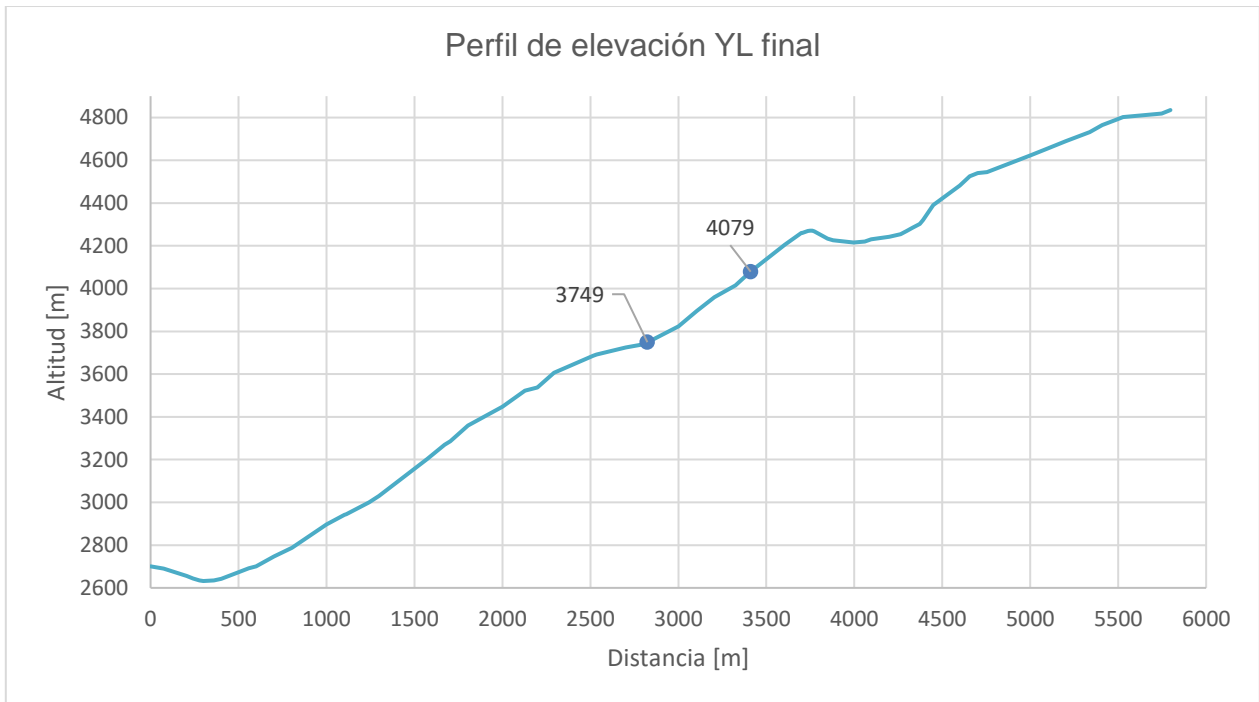


Figura 29: Topografía final del perfil YL. Se muestran las elevaciones límites del deslizamiento

#### 4.2.2. Geometría del modelo

##### • **Litología**

Para la construcción de la geometría es necesario conocer, en primer lugar, los cambios litológicos, para ello se plasma la carta geológica realizada por Thiele (1980) y el mapa geológico realizado por Fock (2005) (ver Anexo C.2). En este sector se tiene presencia, en el valle, del intrusivo Yerba Loca, clasificada como granodioritas, monzogranitos y mozonitas cuarcíferas. Esta litología se extiende hasta una altitud de aproximadamente 3485 m, considerando un contacto inferido recto, la variación litológica queda determinada a los 2062 m en el eje "X". En este punto comienza la Formación Farellones, en donde se describen rocas volcánicas, principalmente andesíticas y riolíticas, con intercalaciones de rocas sedimentarias continentales (Thiele, 1980), sin embargo, gracias a observación de terreno (Anexo A), es de conocimiento que la zona del deslizamiento se constituye por tobas.

## • Estructuras

SERNAGEOMIN (2019) en el sobrevuelo hacia el deslizamiento, observaron planos de estratificación, estos mantean hacia el valle en el sector de la remoción en masa, con pendientes entre 25° y 33°, por esta razón se escogió un valor intermedio, generando estratificaciones con 29° a favor de la pendiente.

Por último, para conocer el espaciamiento de los planos, se realiza identificación de estos a través de imágenes satelitales en diferentes zonas alrededor del deslizamiento (ver Anexo C.2) y se calculan su espaciamiento aproximado, finalmente se obtiene un promedio de 42 m. Cabe destacar, que debido a problemas de escala en UDEC, el valor se aumentó, ajustándose a 45 m. Para llegar a este valor se probaron múltiples combinaciones, las cuales permitieran que el modelo corriera de forma correcta, empezando por espaciamiento de 200 m hasta llegar a los 45 m.

## • Sectores y dimensiones

Luego de vastos intentos, y por recomendación del Gerente General de Itasca Chile Spa. (P. Gómez, comunicación personal, 1 de febrero de 2022), se decide concentrar la estratificación y espaciamiento de 45 m en un sector más pequeño delimitado dentro de la misma toba, comenzando, en el eje "X", en 2062 m hasta 4000 m y con altitud mínima de 3200 m. Se busca igualmente abarcar el deslizamiento considerando efectos de zonas aledañas, por lo cual se amplió el rango de estratificación en ~700 m por lado desde los bordes del deslizamiento. El área que no es incluida, dependiendo del caso, se le genera igualmente estratificación, con un espaciamiento de 270 m. Esta modificación, aparte de generar mejores resultados, más bajos tiempos de procesamiento y permitir que el modelo se pueda estabilizar con mayor facilidad, se realizó producto que no hay registros de la estratificación en esas zonas, ya que solo se observaron regiones cercanas al deslizamiento, concordando con lo analizado en terreno.

El modelo se corta en la base a los 2300 m, el borde izquierdo comienza en la coordenada 0 y una altitud aproximada de 2706 m, y el borde derecho se corta a los 5797 m con una altitud de 4835 m, a estas dimensiones se le denomina "B" como se muestra en la Figura 30.



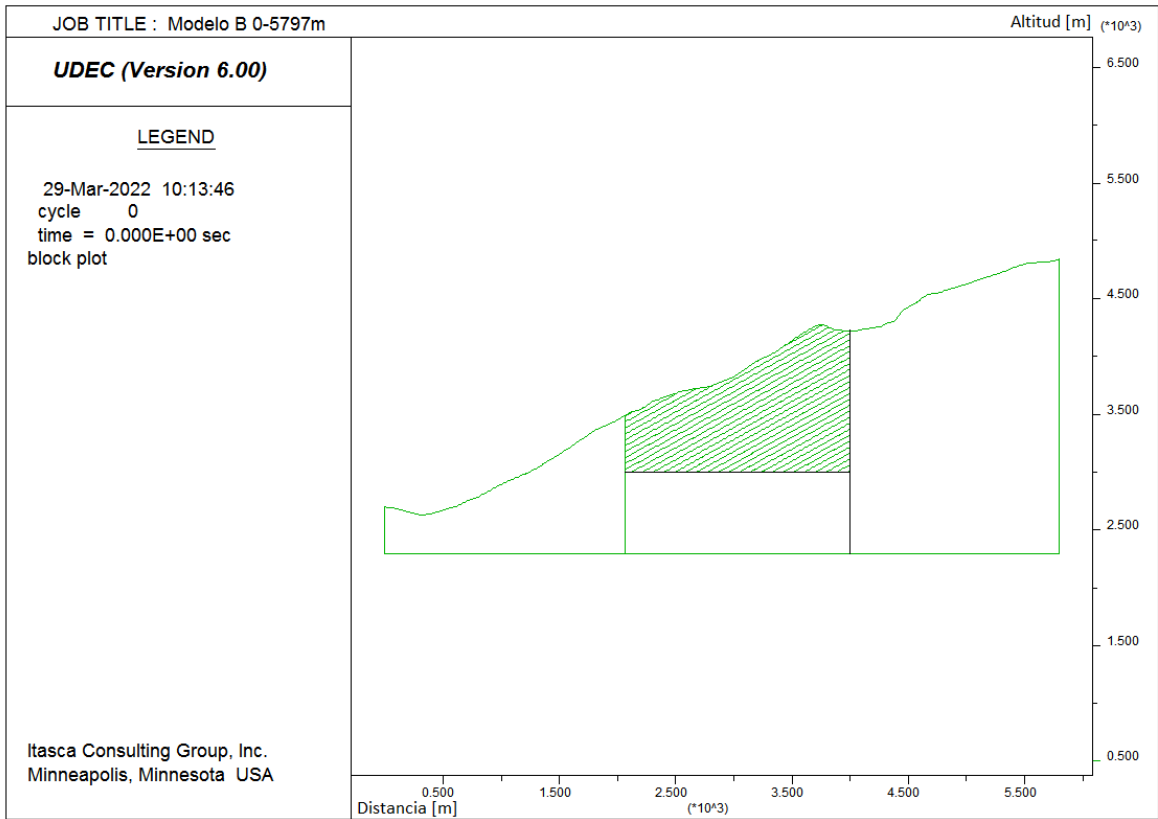


Figura 30: Modelo grande B entre 0 a 5797 m

El modelo de la Figura 30 es la geometría preliminar, sin embargo, su desarrollo en el software UDEC, presentaba altos tiempos de procesamiento, lo cual no era viable para la búsqueda de un modelo estático. Se cree que el problema radica en la gran escala del modelo (5 km de largo, 2 km de alto), por ello se corta entre los 1750 m hasta 4500 m en el eje "X", y se considera una altitud mínima de 2930 m, como se aprecia en la Figura 31.

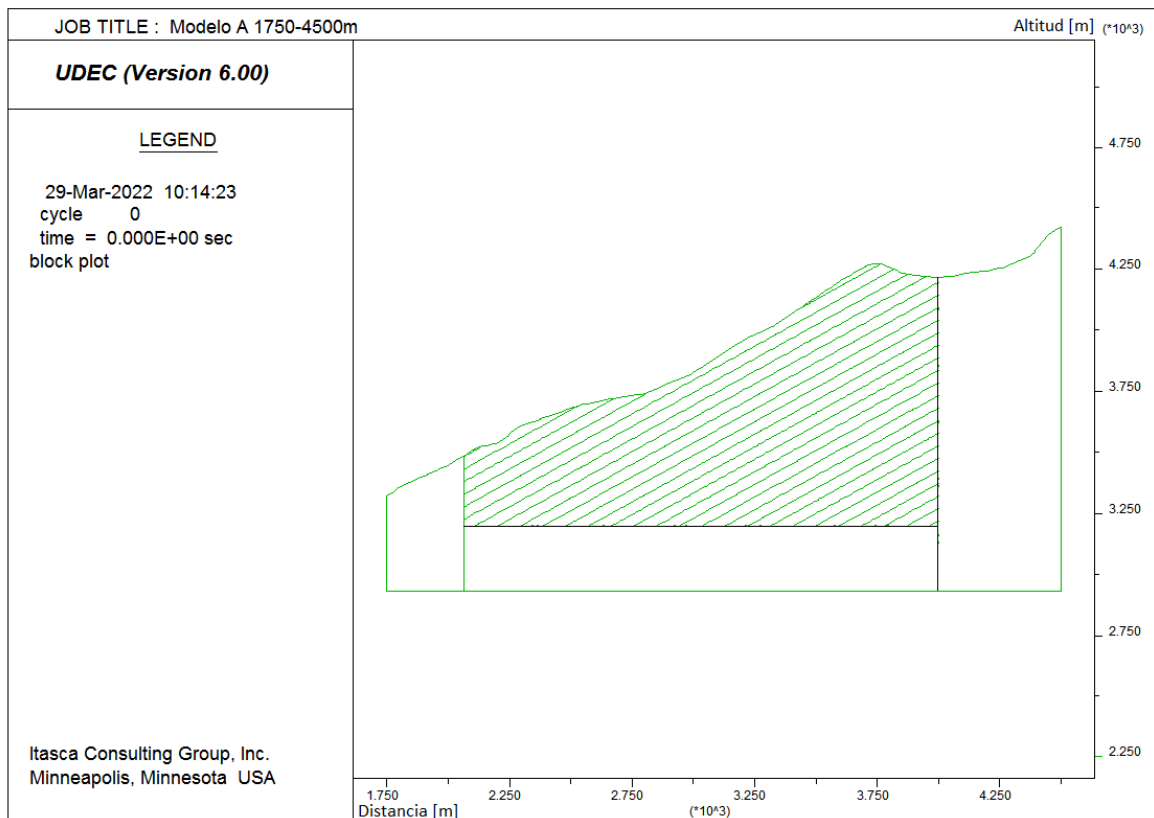


Figura 31: Modelo pequeño A entre 1750-4500 m

### • **Mallado**

El mallado o zonificación es fundamental en el modelamiento numérico, puesto que serán las unidades que se analizarán para conocer el comportamiento del modelo completo. Lo que uno debe especificar en UDEC, es la dimensión de los bordes de esta unidad, por lo tanto, mientras más pequeño es su valor, los resultados serán más detallados, sin embargo, trae consigo múltiples consideraciones.

Si se está trabajando con una escala kilométrica no conviene generar un mallado tan pequeño, debido a que aumentarían los tiempos de procesamiento y en algunos casos puede generar error, por consiguiente, se tiene que especificar una medida razonable según la escala, en este punto se realiza análisis de sensibilidad. Por otro lado, es necesario tener presente que el programa para generar el mallado, junta los vértices y utiliza los que se ingresan al dibujar la topografía, por ende, si se tiene un excesivo número de índices en el techo, y en la base son considerablemente menores, inducirá a errores en el programa, cabe destacar que en la base es el software quien crea los vértices automáticamente.

Otra consideración, es que, si se tiene un modelo con elevadas dimensiones y no se poseen estructuras, nuevamente el programa alertará de errores al realizar el mallado, puesto que al presentar una distancia muy grande (km) entre la base y el techo UDEC debe generar múltiples vértices ocasionando confusión en el proceso. Si este es el caso, se recomienda generar *joints* ficticios, tanto horizontales como verticales, lo cual permitirá que el software realice el mallado con mayor facilidad (P, Gómez, comunicación personal, 1 de febrero de 2022). Los joints ficticios son estructuras que

tienen valores elevados de rigidez y UDEC se lo asigna automáticamente utilizando "construction joints" o el comando 'crack' – 'join'.

Con estas observaciones, se define finalmente un mallado de 20, este valor se le asigna al modelo completo y aparte de optimizar los tiempos de procesamiento, los resultados obtenidos son acordes con las pruebas realizadas para diferentes valores.

#### 4.2.3. Determinación de parámetros modelo constitutivo

Al reconocer las litologías que están presentes en la zona de estudio y generar el modelo de bloques en UDEC, es necesario ingresar parámetros a cada tipo de roca, ya que estos serán la base de su comportamiento en conjunto con el modelo constitutivo escogido. Como se aprecia en la Tabla 8, para cada modelo realizado en el presente estudio, fue indispensable ingresar los valores solicitados por el programa, es importante mencionar que en ciertos casos UDEC asigna valores bases cuando estos no son especificados, además, el programa cuenta con una base de datos para diferentes tipos de rocas, los cuales pueden ser útiles en cada caso.

En la zona de estudio la litología principal es Toba, esta litología no se encuentra en la base de datos de UDEC, por lo que se recurrió al uso de bibliografía, RocLab (para taludes), observaciones en terreno y observación de imágenes del sitio.

La Tabla 7 muestra fuentes bibliográficas de donde se obtuvo los parámetros preliminares para el caso de la Toba.

Tabla 7: Fuentes de referencias bibliográficas de cada parámetro para toba

Roca: Toba							
Modelo:	Elástico - Mohr Coulomb - Hoek and Brown						
Parámetro	Unidad	RocLab	Terreno	Gonzales de Vallejos, 2002	Read et al., 2009	Barahim et al., 2017	Burgos, 2022
Densidad	kg/m <sup>3</sup>			1900-2300			2000
Módulo de Young (E)	Pa			2.9-74E9	3-20E9		2.90E+09
Coefficiente de Poisson	-			0.24-0.29	0.2-0.3		0.2
Cohesión (c)	Pa	5.82E+06					7.00E+05
Ángulo de fricción	Deg	34.25					40
Tensión límite o máxima	Pa					4-10E6	1.50E+06
Módulo de Compresibilidad (K)	Pa				1.74E+10		
Módulo de Cizalle (S)	Pa				9.92E+09		
s	-	6.70E-03					
a	-	5.04E-01					
mb	-	2.61E+00					
UCS	Pa		1.00E+08		10-45E6		4.60E+07
mi	-	13±5			13±5		
GSI	-		55				

Tanto el módulo de compresibilidad (K) como el módulo de cizalle (S), UDEC los calcula en base a la cohesión y al ángulo de fricción, por lo tanto, cuando se realizó en un

principio el modelo con Mohr Coulomb, este obtuvo los valores de K y S que posteriormente se utilizaron en Hoek-Brown.

Además, para el cálculo de los parámetros en RocLab, se especifica un Factor D (*Disturbance Factor*) igual a cero, tanto para la Toba como para la Granodiorita, asumiendo que no hay presencia de excavaciones ni detonaciones que generen perturbación

En la Tabla 8, se resumen los valores finales utilizados para cada caso, escogidos a partir de la Tabla 7 de acuerdo a hallar el caso estático.

Tabla 8: Parámetros para toba utilizados en el modelamiento numérico en UDEC. Se aprecian los valores ingresados para los distintos modelos constitutivos

Toba				
Parámetros	Unidad	M. Elástico	M. Mohr Coulomb	M. Hoek Brown
Densidad ( $\rho$ )	kg/m <sup>3</sup>	2000	2000	2000
Módulo de Young (E)	Pa	4.90E+10		
Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )	-	0.3		
Módulo de Compresibilidad (K)	Pa		4.08E+10	4.08E+10
Módulo de Cizalle (S)	Pa		1.88E+10	1.88E+10
Tensión límite o máxima ( $\sigma_{tmax}$ )	Pa		9.00E+06	9.00E+06
Cohesión (c)	Pa		5.82E+06	
Ángulo de fricción ( $\phi$ )	Deg		40	
a	-			0.504
s	-			0.0067
m <sub>b</sub>	-			2.606
UCS	Pa			1.00E+08
m <sub>i</sub>	-			13
GSI	-			55

La columna resaltada en gris de la Tabla 8 corresponde al modelo constitutivo que fue utilizado para la obtención de los resultados finales del presente trabajo.

La otra litología en el modelo, presente a los pies del talud, es el intrusivo, a modo de simplificación se consideró granodiorita, ya que es una de las rocas descritas por Thiele (1980) y Fock (2005) dentro de esta unidad. En este caso, se recurrió a la base de datos de granito que presenta UDEC, fuentes bibliográficas y RocLab como se muestra en la Tabla 9.

Tabla 9: Fuentes de referencias bibliográficas de cada parámetro para granodiorita

Roca intrusiva: Granodiorita					
Modelo:	Elástico - Mohr Coulomb - Hoek and Brown				
Parámetro	Unidad	RocLab	Rivillo, 2019	Riberiro et al., 2015	Data Base UDEC
Densidad	kg/m <sup>3</sup>		2800		2700
Módulo de Young (E)	Pa		4.90E+10		7.38E+10
Coefficiente de Poisson			0.3		0.22
Cohesión (c)	Pa	1.37E+07	1.43E+07		5.51E+07
Ángulo de fricción	Deg	39.74	40.9		51
Tensión límite o máxima	Pa		1.65E+07	1.88E+07	1.17E+07
Módulo de Compresibilidad (K)	Pa		4.08E+10		4.39E+10
Módulo de Cizalle (S)	Pa		1.88E+10		3.02E+10
s	-	3.90E-03	0.003865		
a	-	5.06E-01	0.5		
mb	-	4.86E+00	5.533		
UCS	Pa		2.00E+08		
mi	-	29±3	33		
GSI	-		50		

Al igual que el caso anterior, tanto K como S son estimados por el programa y utilizados en el modelo constitutivo de Hoek-Brown. En la Tabla 10 se resumen los valores finales utilizados para cada caso en la granodiorita.

Tabla 10: Parámetros para granodiorita utilizados en el modelamiento numérico en UDEC. Se aprecian los valores ingresados para los distintos modelos constitutivos

Granodiorita				
Parámetros	Unidad	M. Elástico	M. Mohr Coulomb	M. Hoek Brown
Densidad ( $\rho$ )	kg/m <sup>3</sup>	2800	2800	2800
Módulo de Young (E)	Pa	5.00E+10		
Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )	-	0.3		
Módulo de Compresibilidad (K)	Pa		4.17E+10	4.17E+10
Módulo de Cizalle (S)	Pa		1.92E+10	1.92E+10
Tensión límite o máxima ( $\sigma_{tmax}$ )	Pa		1.88E+07	1.88E+07
Cohesión (c)	Pa		5.51E+07	
Ángulo de fricción ( $\varphi$ )	Deg		51	
a	-			0.5
s	-			0.003865
m <sub>b</sub>	-			5.533
UCS	Pa			2.00E+08
m <sub>i</sub>	-			32
GSI	-			50

En el Anexo C.3, se encuentra todas las fuentes bibliográficas que contenían los valores solicitados.

Por último, para especificar las propiedades de las discontinuidades, y debido a la nula información al respecto, se recurre a bibliografía. En el Anexo C.3 se detallan los parámetros solicitados para diferentes autores. No obstante, en la Tabla 11 se resumen los valores que se utilizaron para discontinuidades en UDEC.

Como se aprecia, no hay fuente para la rigidez normal (jkn), esto se debe ya que, en la búsqueda del caso estático se hizo constante el error de que los bloques se superponían, el parámetro clave para que esto no suceda es la rigidez normal, por ende, se debió aumentar su valor con respecto a los encontrados en bibliografía (ver Anexo C.3), y por recomendación de Gómez, P (comunicación personal, 16 de febrero del 2022) se utiliza un jkn igual a la mitad del jks.

Es importante hacer notar que la información respecto a los parámetros que rigen las discontinuidades es bastante generalizada, sin embargo, las propiedades de las estructuras geológicas pueden llegar a ser bastantes específicas para cada joint del macizo rocoso a estudiar.

Tabla 11: Parámetros utilizado para las discontinuidades

Discontinuidades			
Parámetros	Unidad	Valor	Fuente
Rigidez normal (jkn)	Pa/m	8.2E9	-
Rigidez tangencial (jks)	Pa/m	1.64E10	Read & Stacey, 2009
Ángulo de fricción ( $\varphi$ )	Deg	38	Daemon et al., 2004
Cohesión (c)	Pa	1E7	Rivillo, 2019

#### 4.2.4. Condiciones de borde e iniciales

Se deben introducir condiciones de borde al modelo que representen de mejor manera la configuración geológica. Cuando se realiza un modelo, solo se extrae una parte del área para ser estudiada, pero sus bordes no terminan ahí, sino que existe masa tanto a la derecha como a la izquierda del modelo, lo mismo ocurre en la base, ya que el bloque no puede caerse producto de la gravedad. Debido a esto se implementan:

1. Velocidad cero en el eje "X" (horizontal) en los bordes laterales
2. Velocidad cero en el eje "Y" (vertical) en la base

Además, se ingresa la condición inicial de la gravedad igual a  $9.81 \frac{m}{s^2}$ , esta es la única fuerza que se está ejerciendo al momento de ejecutar el modelo estático. Por último, se ingresa una serie de puntos a lo largo del modelo llamados 'gridpoints', estos permiten registrar en el tiempo los cambios que se van generando. A través de la interfaz de UDEC se pueden agregar de 3 tipos:

- Desplazamiento
- Velocidad
- Aceleración

Sin embargo, mediante códigos FISH, se pueden insertar gridpoints de esfuerzos.

En la Figura 32 se ejemplifican las condiciones de borde y los gridpoints.

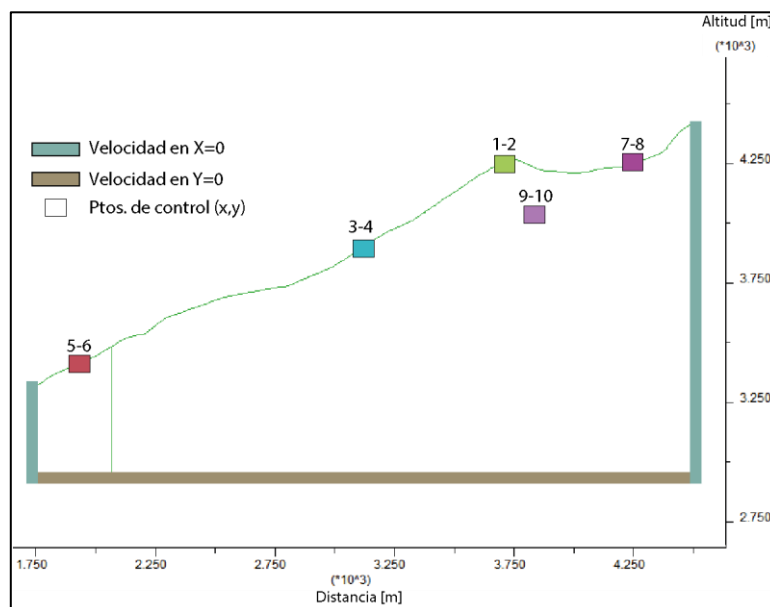


Figura 32: Condiciones de bordes y ubicación de puntos de control

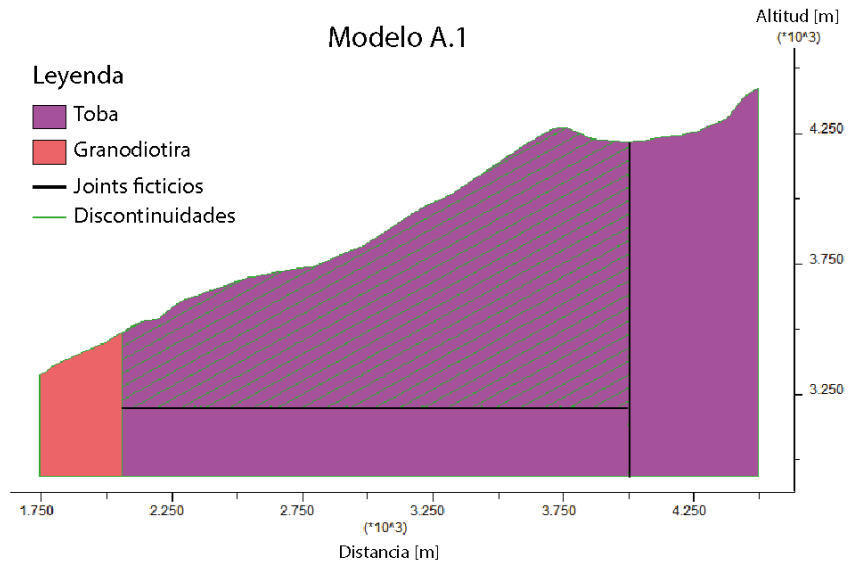
#### 4.2.5. Configuración de modelos

Con la finalidad de realizar un análisis completo del modelo, se crean diferentes configuraciones para estudiar el comportamiento ante estas variaciones, en la Tabla 12 se resumen estos casos.

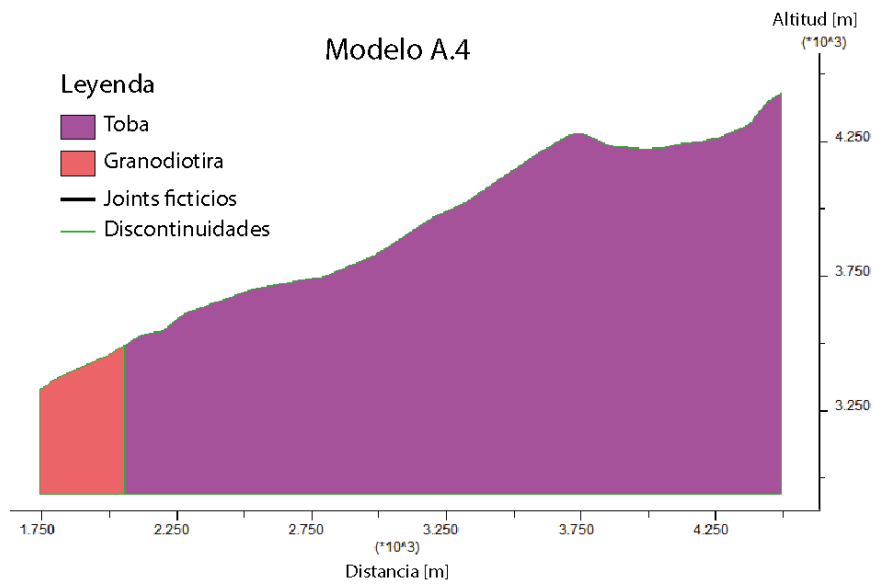
Tabla 12: Casos de estudio para diferentes configuraciones.

Caso	Descripción
A.1	Modelo inicial
A.2	Modelo inicial con estratificación extendida
A.3	Modelo sin estratificación y con joints ficticios
A.4	Modelo sin estratificación

Para A.1 se tiene el modelo inicial, como se aprecia en la Figura 33, mientras que A.4 corresponde al modelo sin discontinuidades (ver Figura 34). El caso A.2 y A.3 se encuentran en Anexo C.4.



*Figura 33: Configuración del modelo geológico A.1*



*Figura 34: Configuración del modelo geológico A.4*



## 5. Resultados

En la presente sección, se muestran los resultados obtenidos a partir de la utilización del software UDEC, desde la validación del modelo estático utilizando el modelo constitutivo Hoek-Brown, la incorporación de diferentes configuraciones glaciares en el estero Yerba Loca al perfil estudiado, y sus posibles escenarios de retroceso.

### 5.1. Validación modelo estático

En el marco teórico, sección 2.7.1, se explicitaron los parámetros importantes de analizar para corroborar el equilibrio de un modelo en el software UDEC. Estos son: fuerzas en desequilibrio, plasticidad y desplazamiento en "X" e "Y" de puntos situados a lo largo de la topografía, en particular estos últimos deben ir los más cercanos posibles a la superficie, con el fin evidenciar cualquier colapso o movimiento en la topografía.

Desde la Figura 35 a la 39, se muestran los diferentes gráficos para validar el equilibrio del modelo estático A.1, la validación de los otros casos se encuentra en Anexo C.5.

Comenzando con el balance de fuerzas (Figura 35) se aprecia un peak de desbalance el cual se equilibra (Fuerzas  $\approx 0$ ) alrededor de los 10000 ciclos, este primer pulso corresponde al modelo elástico, posteriormente, casi a los 75000, se evidencia el otro peak correspondiente al modelo plástico Hoek-Brown, mucho menor al anterior, equilibrándose al instante. Finalmente, el caso estático en su conjunto se equilibra a los 77988 ciclos, cabe destacar que estos pasos son los recomendados por UDEC en su manual (Itasca, 2014).

Como se explicó anteriormente, *unbalanced force* solo entrega información acerca del equilibrio de las fuerzas, sin embargo, no se descarta que se esté produciendo un flujo plástico, por eso, es necesario evaluar la Figura 37, en este caso importa el parámetro "at yield surface" en donde solo se evidencia 3 puntos que superan el esfuerzos de fluencia, los cuales se producen de forma aislada y sobre una discontinuidad ficticia, por lo que se concluye que el modelo no presenta plasticidad.

Por último, tanto en la Figura 37 y Figura 38 se evidencia el equilibrio de los desplazamientos de los puntos de control, convergiendo aproximadamente a los 40000 ciclos, es importante hacer notar que los desplazamientos horizontales son máximo 4 cm y verticales 30 cm, lo cual es mínimo con respecto a la escala de trabajo (kilométrica).

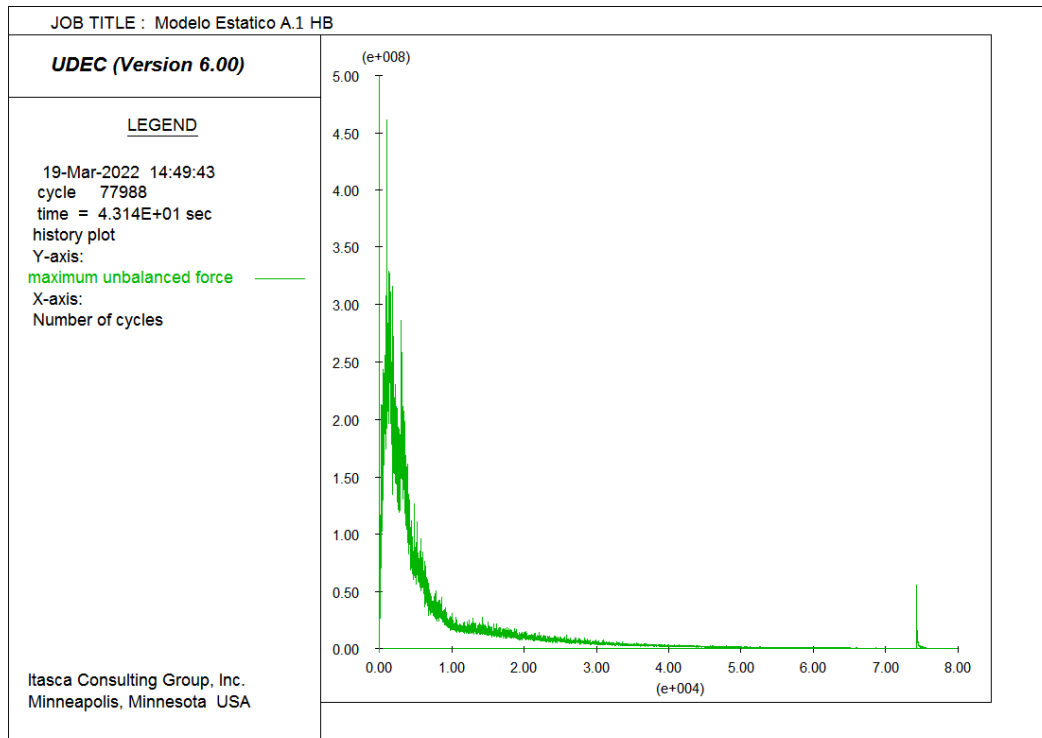


Figura 35: Fuerzas desequilibradas A.1 Hoek-Brown

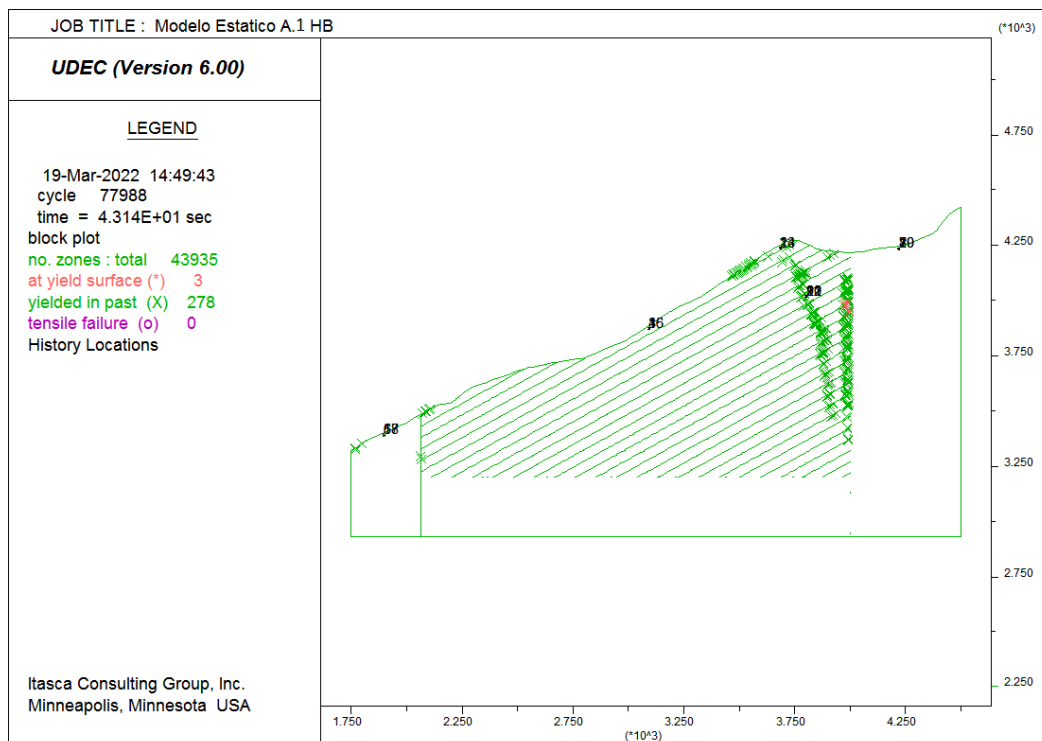


Figura 36: Comportamiento plástico Hoek-Brown y puntos de control

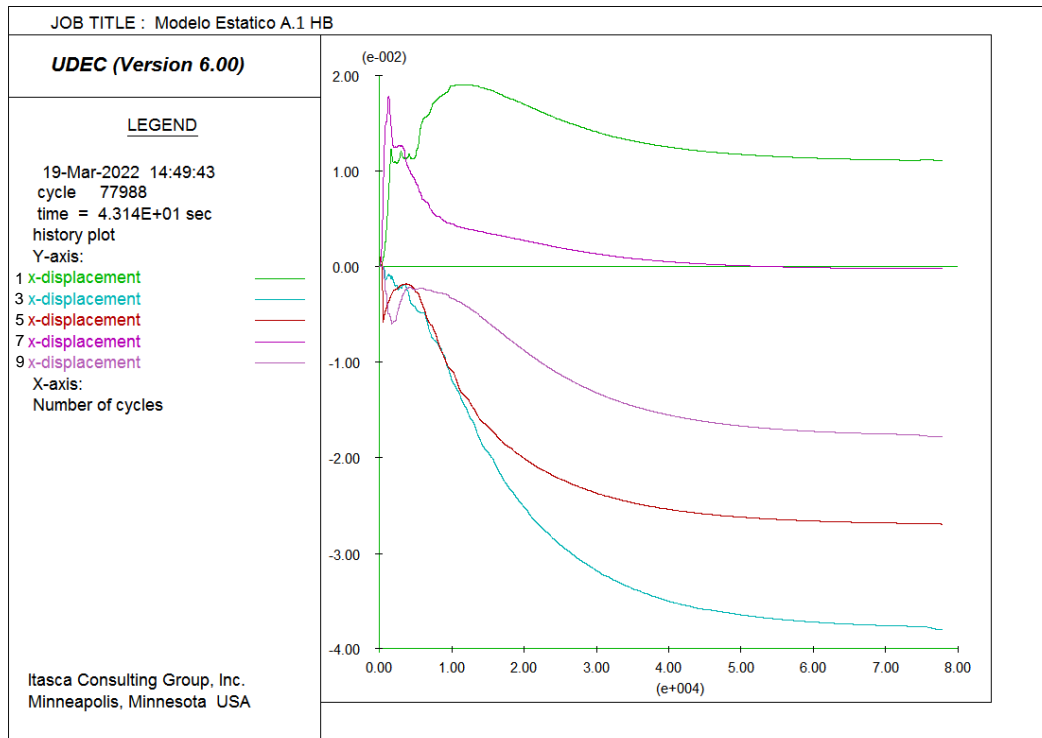


Figura 37: Desplazamiento horizontales de puntos de control A.1 Hoek-Brown

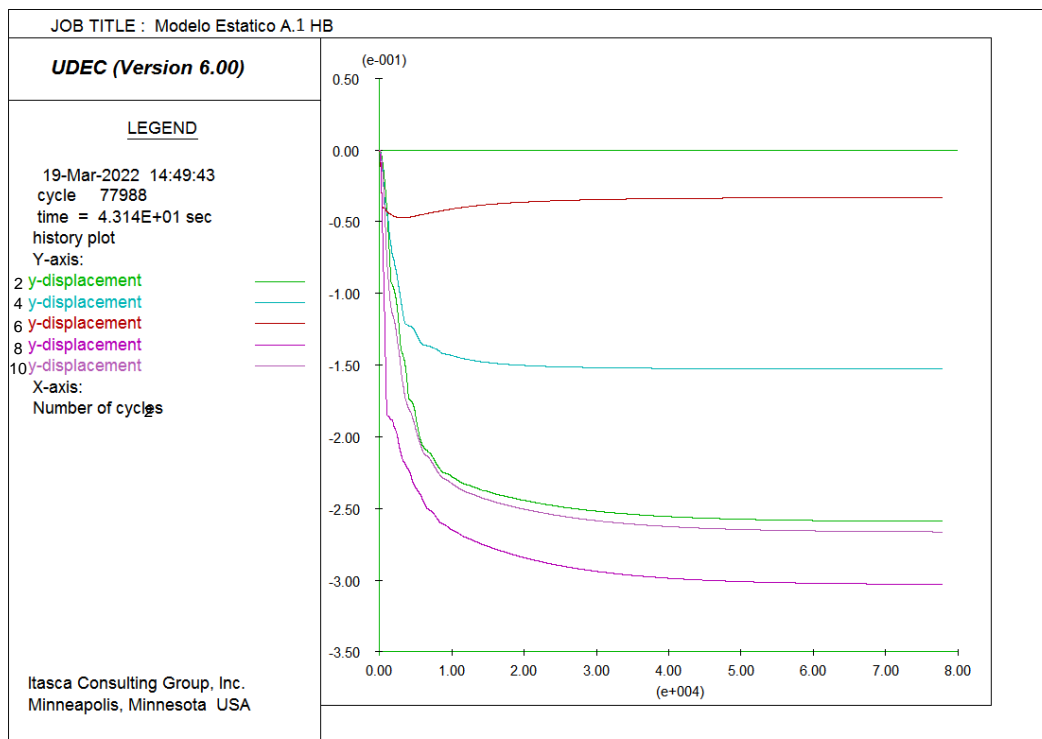


Figura 38: Desplazamientos verticales de puntos de control A.1 Hoek-Brown

Se concluye que el modelo estático A.1 es adecuado para continuar con el análisis dinámico en la incorporación del glaciar. La validación de los modelos estáticos con

diferentes configuraciones (A.2, A.3 y A.4) se encuentra en Anexo C.5, todos estos igualmente cumplen con su condición de equilibrio, y serán utilizados en el modelo dinámico.

## 5.2. Incorporación del glaciar al modelo UDEC

Conociendo los valores de altitud del glaciar recto y sus dos escenarios (sección 4.1), se obtienen modelos con esfuerzos aplicados en la superficie, evitando las laterales y manteniendo las condiciones de borde, como se aprecia en la Figura 39 y Figura 40 en la cual se especifican las magnitudes de fuerza en [N].

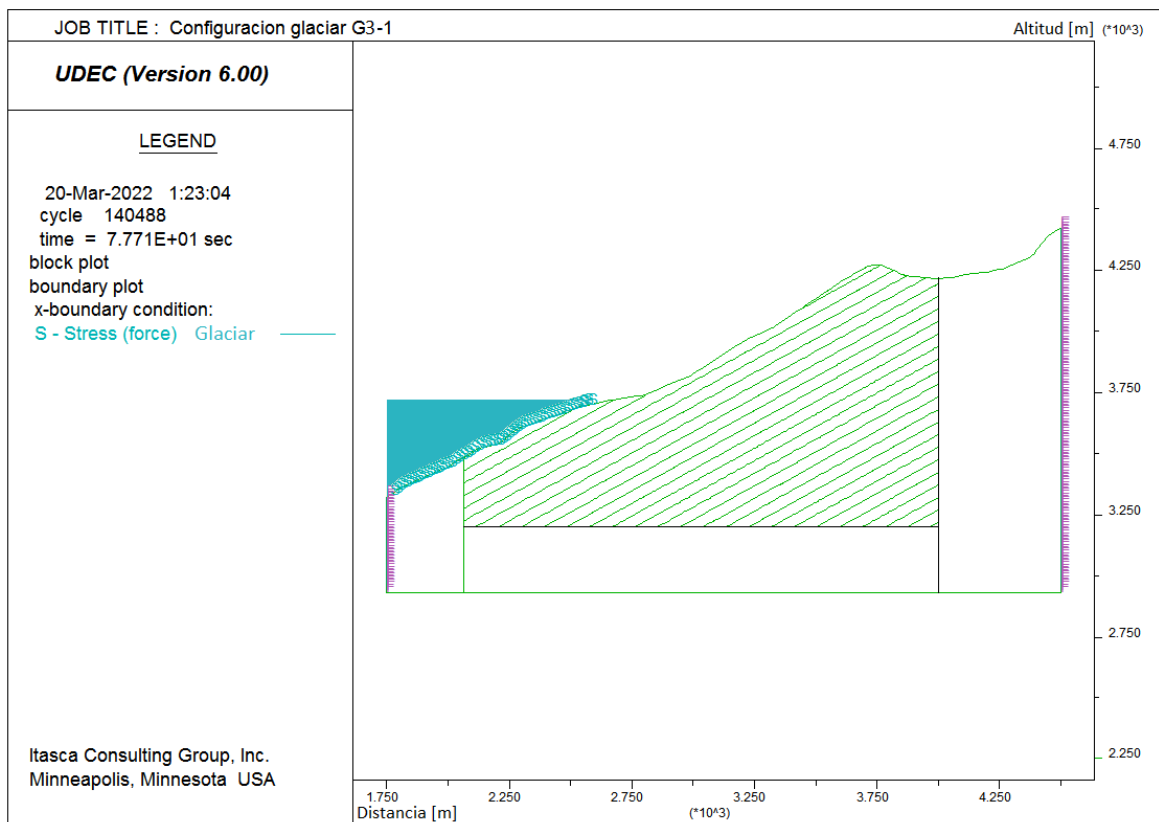


Figura 39: Configuración glaciar recto en el valle en UDEC

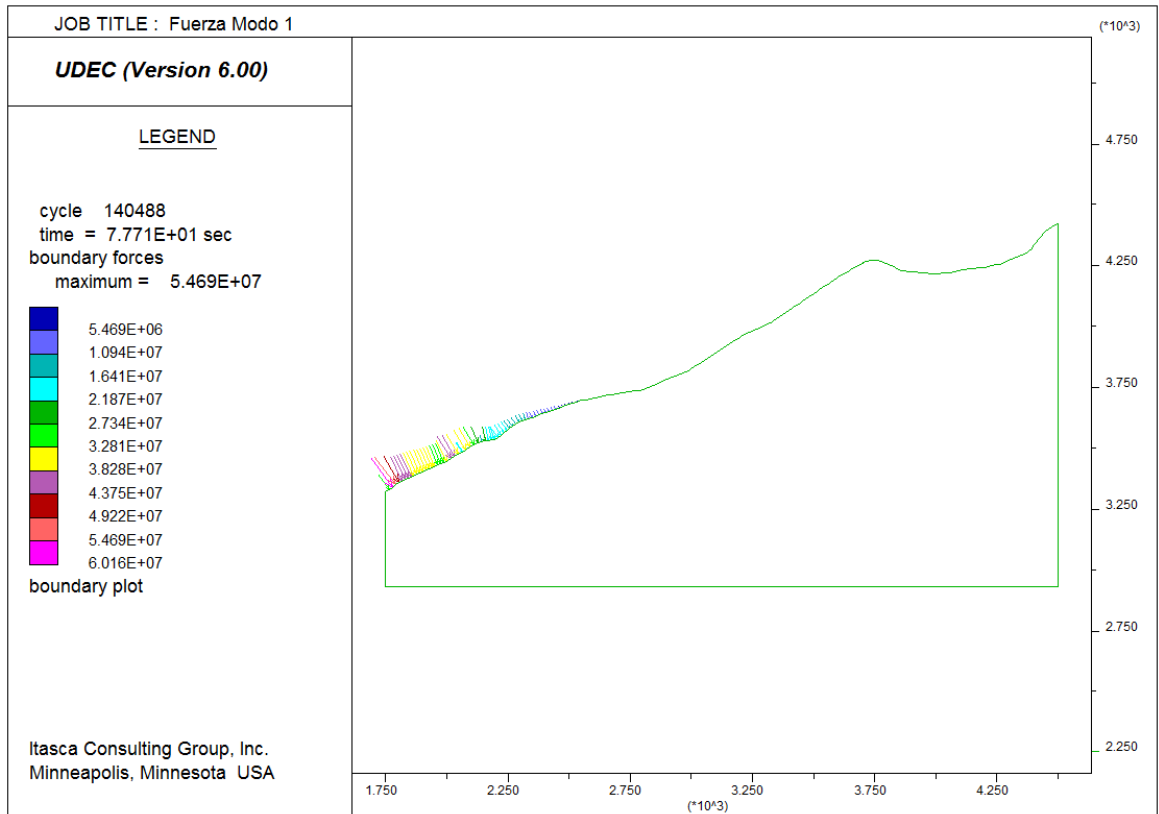


Figura 40: Magnitud de fuerza del glaciar recto en el valle en UDEC. Magnitudes de fuerza en [N]

### 5.2.1. Esfuerzo de corte

A continuación, se exponen los resultados de esfuerzo de corte para el glaciar recto en el valle al incluir el estrés glaciar al modelo de UDEC. En las Figura 41, Figura 42 y Figura 43 se visualizan los dos modos del glaciar (ver Tabla 7) para cada configuración (A.1, A.2 y A.3, en sección 4.2.5).

#### A.1

En la Figura 41 se aprecian los dos modos del glaciar, en el primero (a la izquierda) el glaciar desciende hasta los 3700 m de altitud y en el modo 2 el glaciar se descarga completamente del valle.

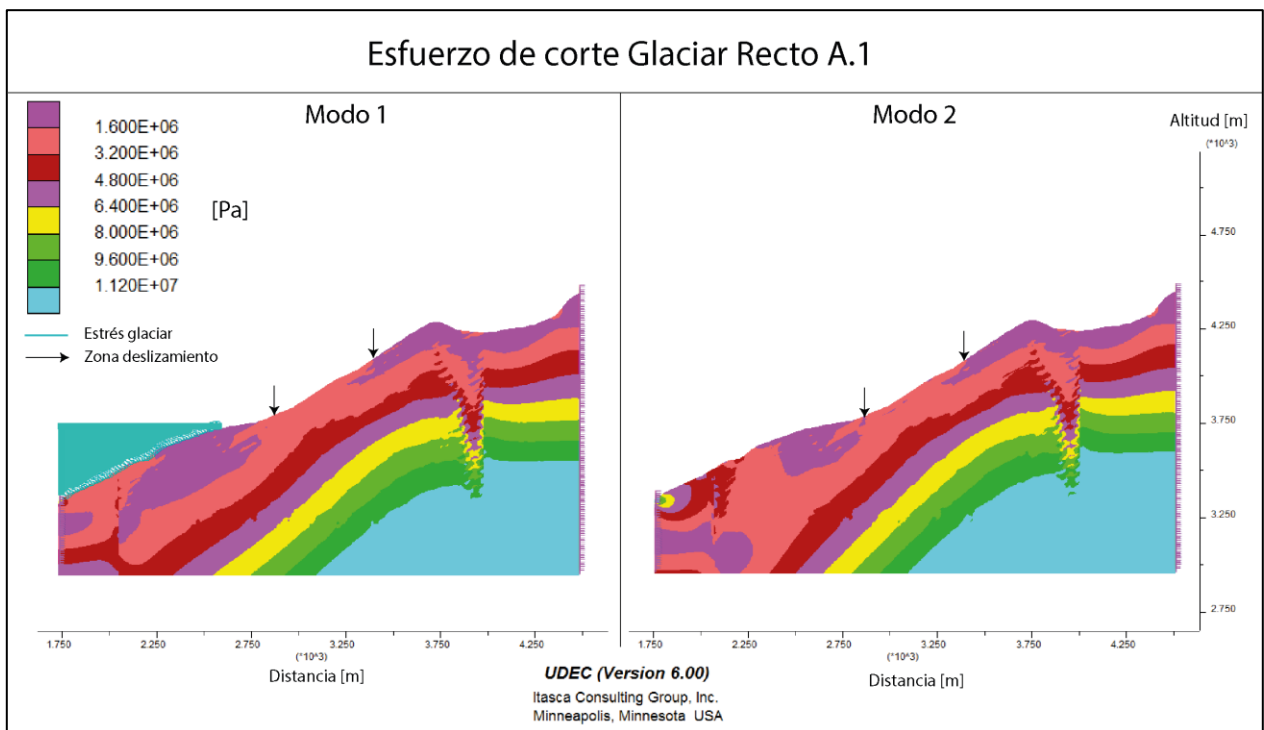


Figura 41: Esfuerzo de corte glaciar recto A1. Flechas negras indican límites el deslizamiento

De manera general, se observa que los esfuerzos aumentan hacia la base del modelo, además, se forma una especie de "V" al costado derecho, este sigue la configuración de los *Yielded in past* de la Figura 36, coincidiendo con la estructura ficticia. En este punto, los esfuerzos generan una especie de incisión e ingresan los de menor valor a mayores profundidades.

Por otro lado, en el costado izquierdo se genera un corte justo en el cambio litológico entre granodiorita y toba, se evidencia que los esfuerzos mayores se concentran a mayor profundidad en la toba, puede deberse en parte a su menor densidad, además, en la zona de la toba, al lado derecho del corte aumentan los esfuerzos en superficie, aproximadamente a los 3500 m de altitud. Otro punto importante es el aumento del esfuerzo de corte que se genera en la esquina izquierda del modelo, sin embargo, esto se debe, en su mayoría, por las condiciones de borde, por lo tanto, se excluye del análisis.

Los contornos que representan el esfuerzo de corte mantienen un espesor permanente por lo menos entre los  $1.12E7$  [Pa] hasta  $3.2E6$  [Pa], sin embargo, el penúltimo contorno, entre  $3.2E6$  [Pa] y  $1.6E6$  [Pa], varía en proporción y presenta irregularidades en sus bordes justamente en la zona del deslizamiento.

En el modo 2 el esfuerzo de corte, representado en la gráfica por el color rosado, se concentran aún más en la superficie, específicamente en la zona del deslizamiento, esta concentración inicia donde se demarca la corona del deslizamiento y deja de estar en contacto con la superficie donde termina la zona del deslizamiento (pie), las otras áreas del grafico siguen presentando la misma configuración con respecto al esfuerzo de corte, a excepción de pequeñas concentraciones sobre la "V", casi llegando al borde derecho. Además, en el modo 1 se observa que, bajo el gran espesor del glaciar,

desaparece la concentración de esfuerzo de corte en la esquina izquierda, sin embargo, sigue existiendo mayores esfuerzos en superficie.

## A.2

El siguiente caso corresponde a la configuración inicial con estratificación extendida, y esto se hace notar rápidamente en los gráficos de la Figura 42 que se diferencia del caso anterior.

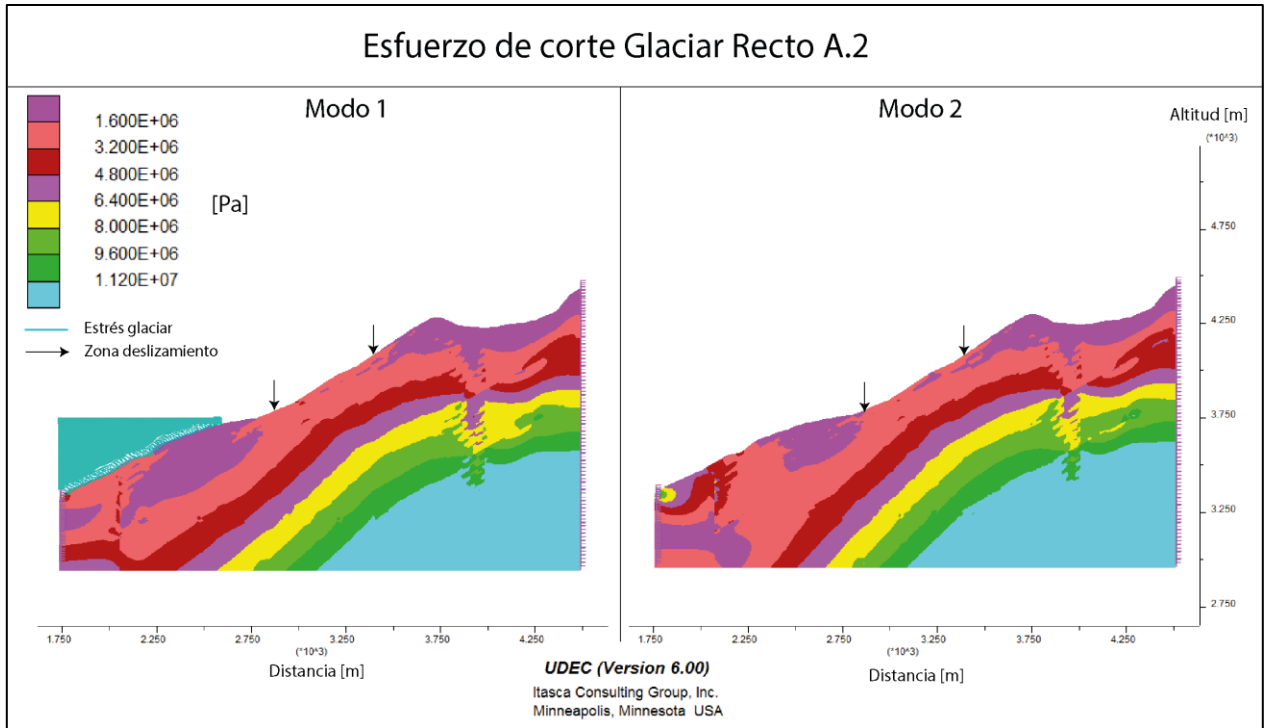


Figura 42: Esfuerzo de corte glaciar recto A2. Flechas negras indican límites el deslizamiento

Al costado derecho de la Figura 42 se aprecia una especie de lóbulo en el contorno morado ( $6.4E6 - 4.8E6$  [Pa]), este lóbulo, de cierta forma, se vuelve a generar a mayor profundidad, en el contorno de color verde, en esta zona los esfuerzos de corte mayores se acercan a superficie, pero se concentran en el contorno próximo, no más allá de eso, generando una especie de remolino, lo mismo que ocurre en el costado izquierdo del modelo. Otra diferencia es que la forma en "V" no se marca con tanto detalle, creando mayor continuidades de los esfuerzos.

En el modo 1 y modo 2 se aprecia que la concentración de esfuerzos de corte en superficie abarca mayor extensión, y presenta menos continuidad, es decir, el contorno rosado se encuentra más disgregado. El inicio de estos esfuerzos mayores en superficie no coincide precisamente con la zona del deslizamiento, pero si se concentran alrededor de este. Específicamente en el modo 2, hay una leve pérdida de continuidad, siguiendo las discontinuidades del modelo A.2.

## A.3

En la Figura 43 se aprecia el esfuerzo de corte a medida que retrocede el glaciar para la configuración A.3, recordar que esta solo presenta las discontinuidades ficticias, y se evidencia rápidamente la desaparición de la estructura en forma de "V" que se produce

en los casos anteriores, y con esto, se muestra una continuidad de los contornos en todo el modelo.

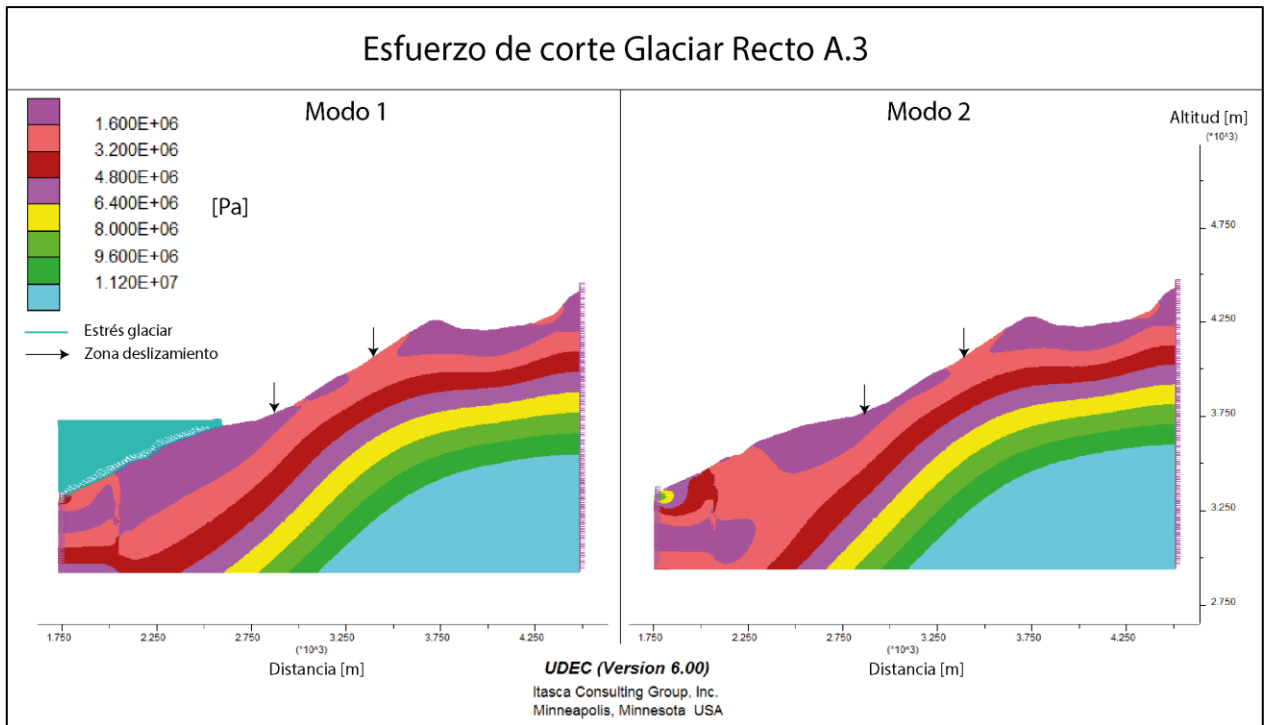


Figura 43: Esfuerzo de corte glaciar recto A3. Flechas negras indican límites el deslizamiento

En los dos modos del modelo se genera una irrupción de esfuerzos de cortes mayores en superficie, pero este se centra en los alrededores del inicio de la zona afectada por el deslizamiento. Además, aparece otra concentración puntal de esfuerzos en la parte superficial del borde derecho.

Particularmente en el modo 1 prácticamente desaparece la figura circular que se forma en la esquina izquierda, además, aparte de la concentración de esfuerzos de corte alrededor del inicio de la zona del deslizamiento, se genera otra más pequeña bajo la anterior, casi al final de la zona del deslizamiento.

La configuración A.4 se elimina de los resultados debido a que se obtienen los mismos patrones en los gráficos de esfuerzo de corte con respecto a modelo A.3, en Anexo D.3 se ejemplifica este caso.

En base a los resultados de los gráficos de esfuerzo de corte se puede establecer una relación entre las discontinuidades y el deslizamiento Yerba Loca, ya que los modelos que presentan las discontinuidades integradas (A.1 y A.2), concentran los mayores valores de esfuerzo de corte justamente en la zona demarcada por las flechas negras (área del deslizamiento). Mientras que el modelo sin discontinuidades (A.3) posee los mayores valores de esfuerzo de corte desfasado con respecto a la zona del deslizamiento.

### 5.2.2. Efecto sobre estructuras

Otro análisis que ayuda a respaldar las observaciones, son los gráficos de desplazamiento de cizalle que proporciona UDEC, en estos se observan los efectos que



genera el glaciar sobre las discontinuidades, indicando la magnitud del desplazamiento en metros.

Para ello, se presentan solo la configuración A.1 y A.2 ya que corresponden a los modelos con discontinuidades integradas (ver Figura 33 y Figura 73 respectivamente).

### Desplazamiento de cizalle

#### A.1

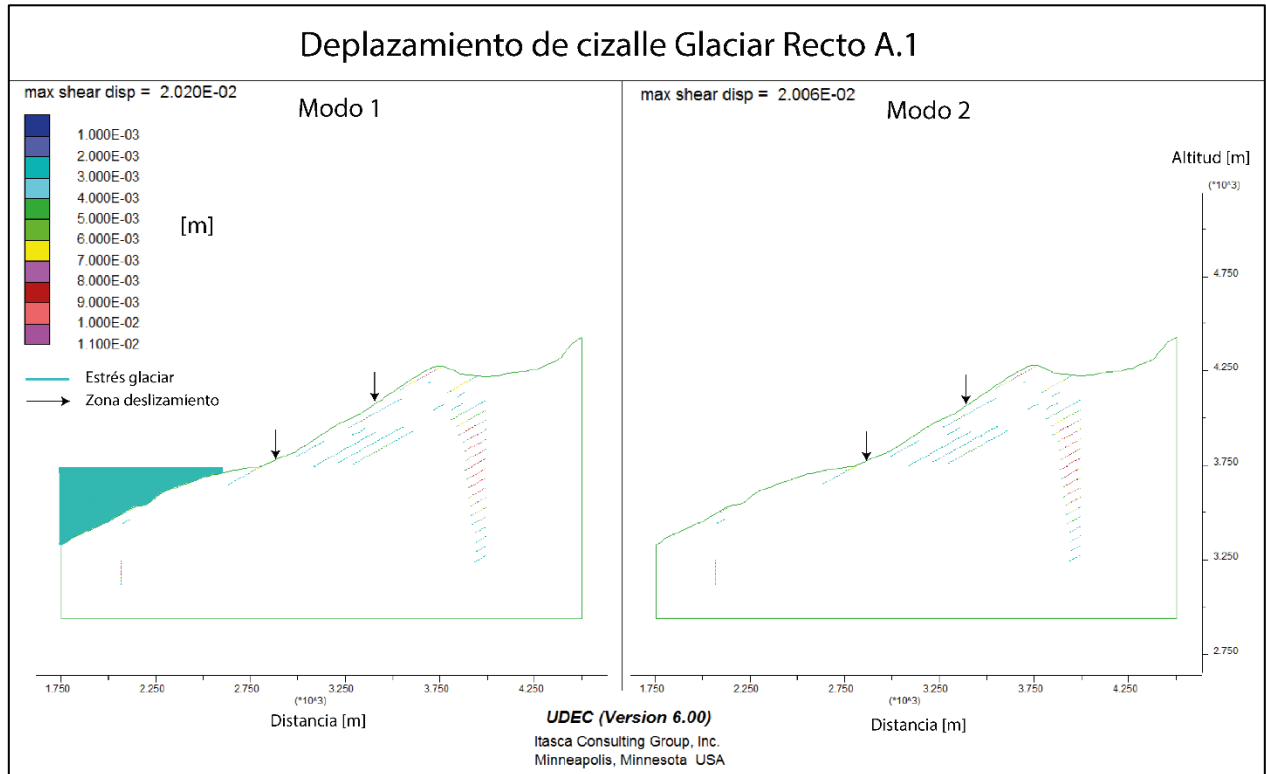


Figura 44: Desplazamiento de cizalle de estructuras glaciar recto A1

## A.2

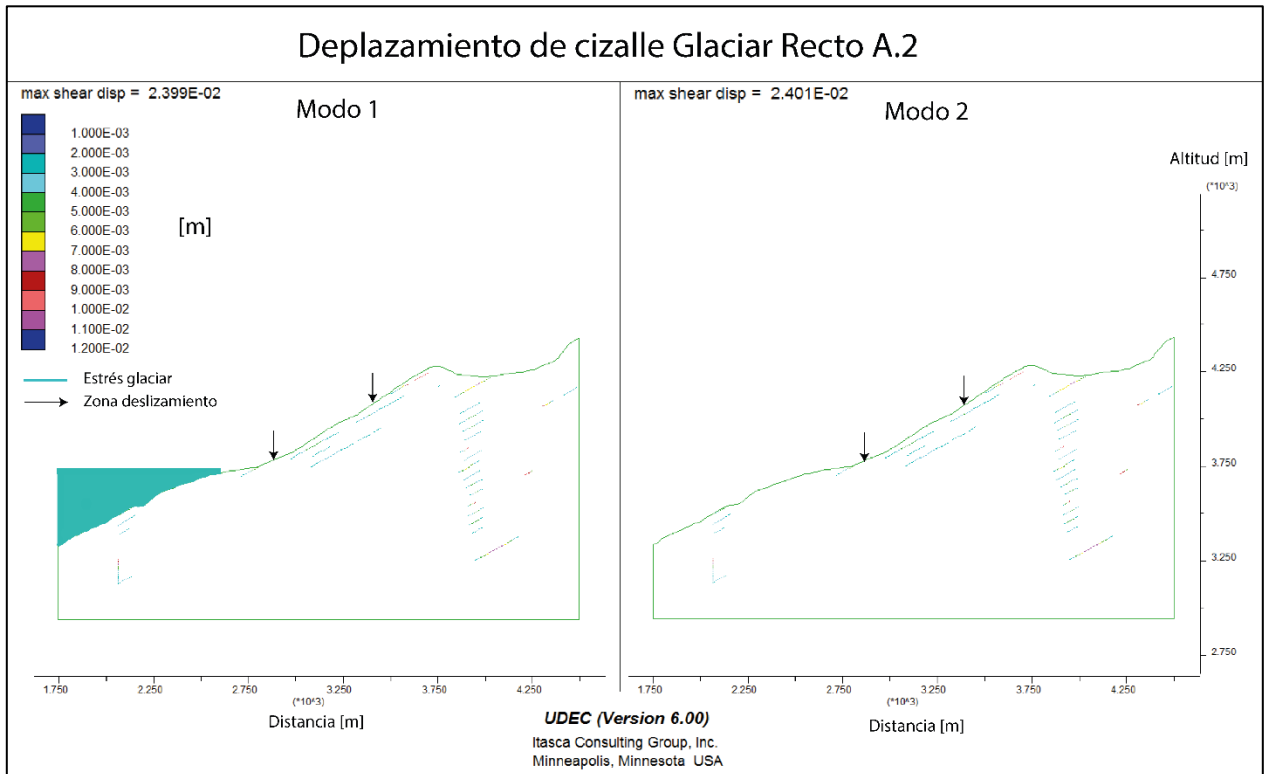


Figura 45: Desplazamiento de cizalle de estructuras glaciar recto A2

En la Figura 44, modelo A.1, se evidencia que hay desplazamiento de cizalle en las discontinuidades tanto en el modo 1 como en el modo 2 cuando el glaciar desciende en su espesor. Estos desplazamientos van desde los 0.1 cm a los 1.1 cm, a pesar de que, a la escala trabajada, estos son casi imperceptibles, si puede afectar en las condiciones de la roca. Además, se aprecia que cuando el glaciar se ubica sobre la ladera, el desplazamiento es levemente mayor a cuando este ya ha descendido por completo.

Particularmente en la zona del deslizamiento (entre flechas negras), se genera desplazamiento de cizalle en las estratificaciones y se extiende aproximadamente 200 m en profundidad siguiendo las discontinuidades.

Ocurre algo similar para el modelo A.2 que se presenta en la Figura 45, no obstante, en este caso los desplazamientos de cizalle también se encuentran ubicados en las estratificaciones del costado derecho del modelo.

### 5.3. Traza plano de deslizamiento Yerba Loca

En el informe realizado por SERNAGEOMIN (2019) acerca del deslizamiento Yerba Loca, se presentaron perfiles superficiales y del plano de deslizamiento obtenido a partir de modelos de elevación digital, este último, fue extraído y plasmado en los gráficos de diferencias de esfuerzos principales para su comparación. Además, a partir de estos mismos gráficos se esquematiza una superficie, posible traza de falla asociada al posterior deslizamiento.

- **Traza documentada**

En las siguientes 3 figuras (Figura 46, Figura 47 y Figura 48), se esquematiza la traza del deslizamiento estimada a partir de SERNAGEOMIN (2019), y los diferentes modos de las configuraciones A.1, A.2 y A.3 del caso glaciar recto.

Para A.1 se aprecia que la traza se ajusta mejor en el modo 2, sin embargo, esta presenta menos profundidad que el contorno de esfuerzo de corte, además finaliza casi a la mitad de toda el área abarcada por el contorno color salmón. De manera diferente ocurre en el A.2, ya que los esfuerzos se concentran más arriba de la corona del plano de deslizamiento, no obstante, su profundidad es coincidente. En el caso de A.3, los esfuerzos de cortes mayores se concentran sobre la traza del plano de deslizamiento en todos sus escenarios.

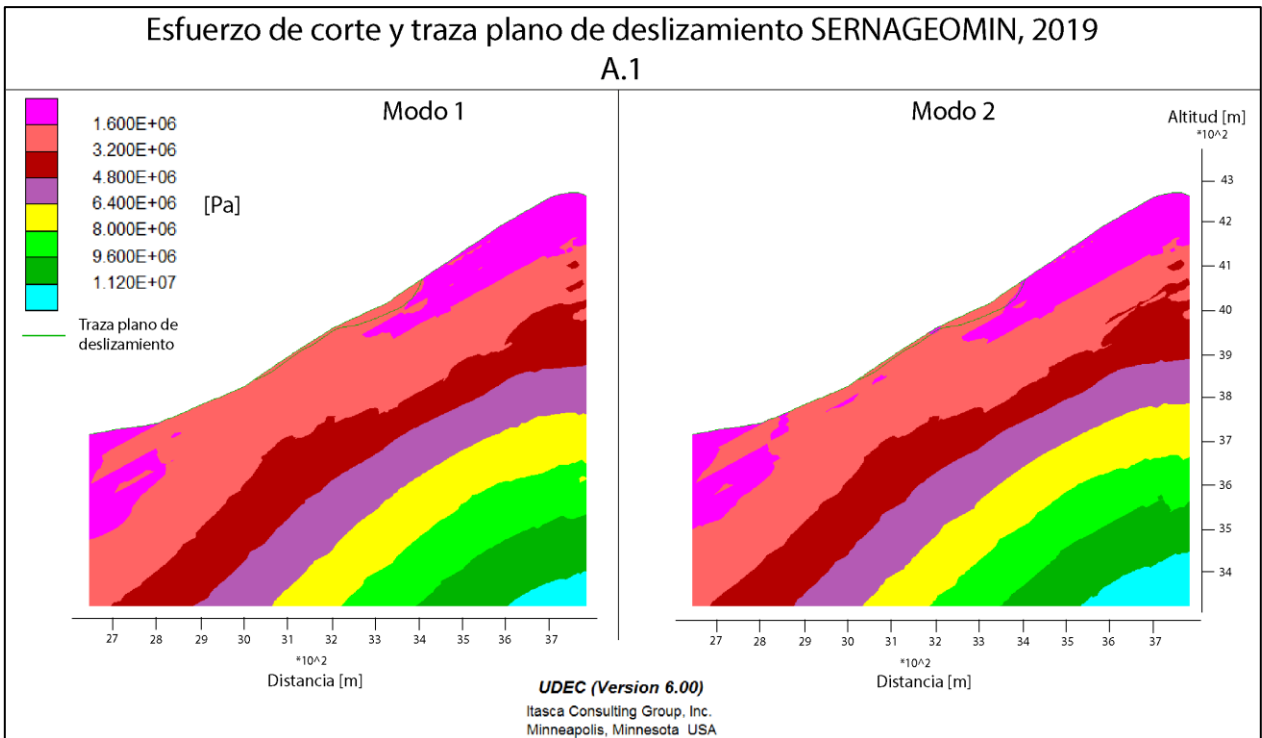


Figura 46: Esfuerzo de corte y traza plano de deslizamiento YL de SERNAGEOMIN (2019) en A1

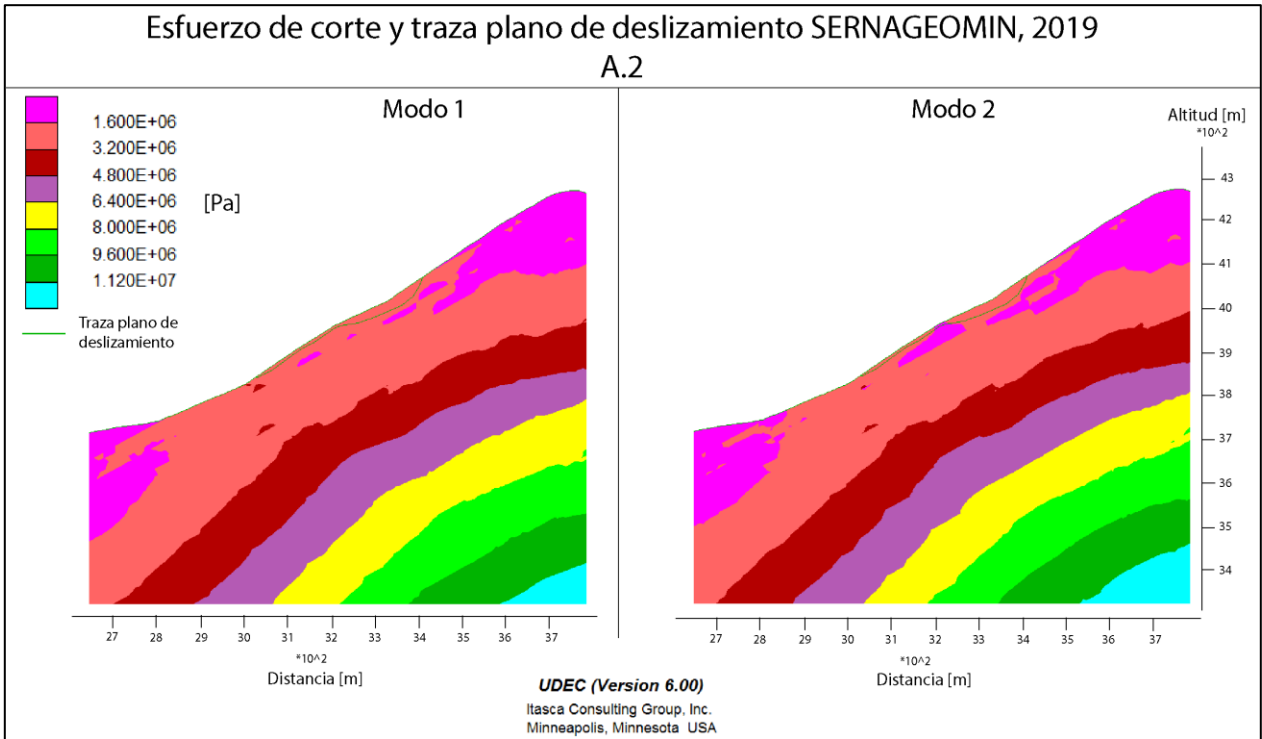


Figura 47: Esfuerzo de corte y traza plano de deslizamiento YL de SERNAGEOMIN (2019) en A2

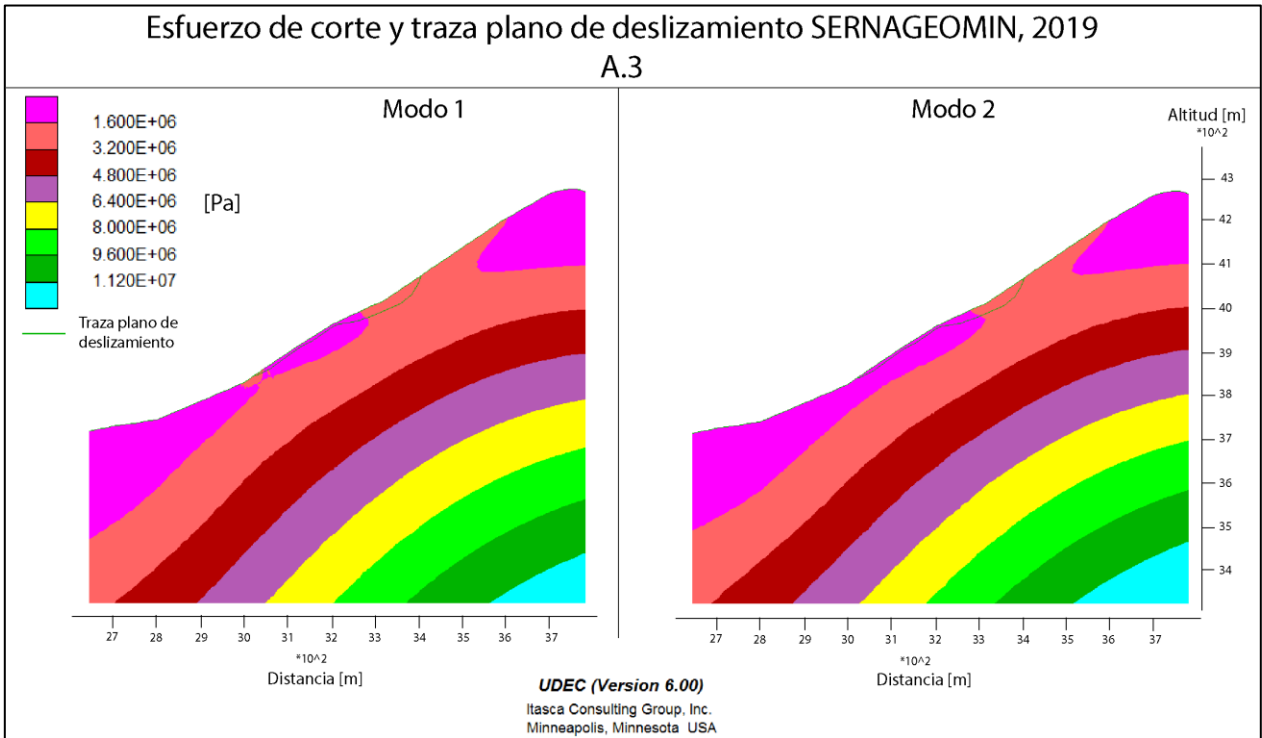


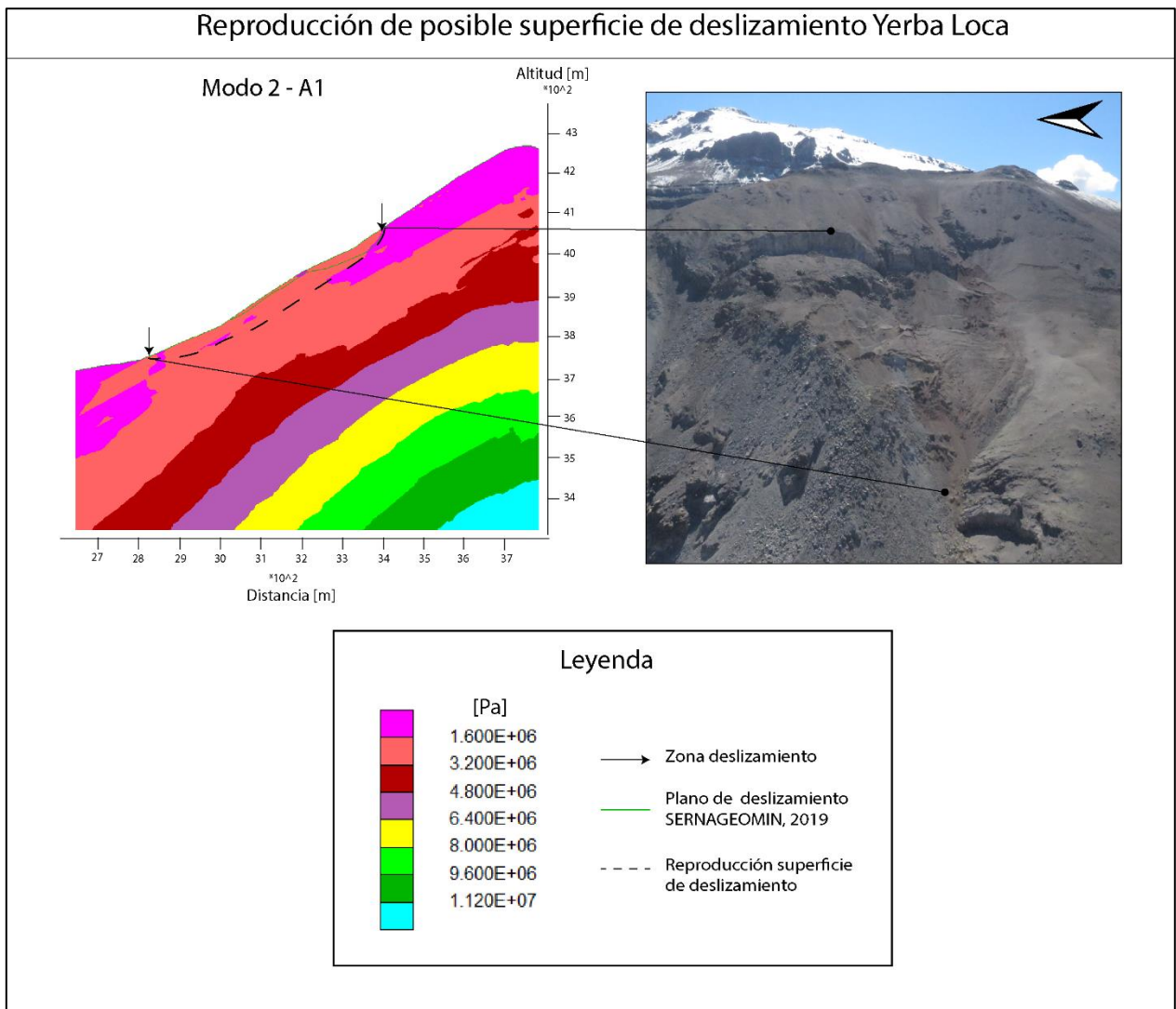
Figura 48: Esfuerzo de corte y traza plano de deslizamiento YL de SERNAGEOMIN (2019) en A3

• **Traza a partir de UDEC**

Con la información resultante a partir de los gráficos de diferencias de esfuerzos principales (esfuerzo de corte) de UDEC, se intenta reproducir la superficie asociada al

plano de deslizamiento Yerba Loca, la cual se aprecia en la Figura 49. Para realizar esta estimación se considera el caso glaciario recto modo 2 configuración A.1 debido a su mejor ajuste a la zona del deslizamiento con respecto a los esfuerzos de corte.

Esta superficie es curvada (deslizamiento rotacional) con aproximadamente 54 m de espesor en la vertical en la zona más ancha. Comienza específicamente en la corona del deslizamiento y termina donde finaliza la zona del deslizamiento, como se aprecia en la Figura 49. Se extrapola siguiendo la concentración de esfuerzos de corte de mayor magnitud en la superficie.

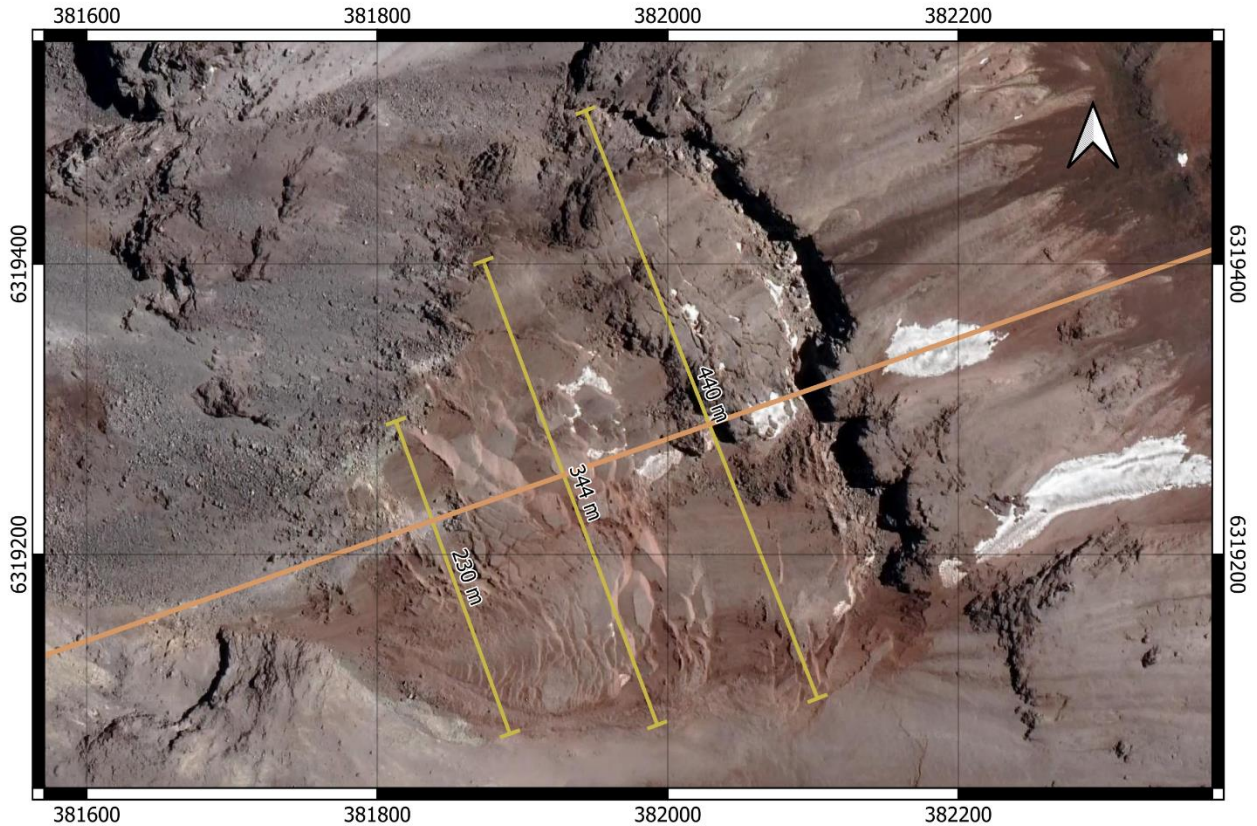


*Figura 49: Estimación de superficie asociada al plano de deslizamiento YL a partir de UDEC*

Con la reproducción de la superficie, se realiza la estimación del volumen involucrado. Para el largo transversal se calcula el promedio de los tres perfiles de la Figura 50, dando como resultado 338 m. Desde la Figura 49 se obtiene el largo en perfil con aproximadamente 575 m y la profundidad se estima a partir las estratificaciones ingresadas a UDEC la cual corresponde a 45 m. Se obtiene el siguiente resultado:

$$Volumen = 338 \text{ m} \times 575 \text{ m} \times 45 \text{ m} = 8745750 \text{ m}^3$$

El volumen se estima aproximando el deslizamiento a un paralelepípedo, sin embargo, la realidad no es así, existen variaciones tanto en la horizontal como en la vista en planta, lo cual puede producir un error en el cálculo final, también influye la profundidad del plano del deslizamiento considerado. A raíz de esto, el valor obtenido no es exacto pero si es posible generar un acercamiento al volumen involucrado.



### Simbología

— Perfil Yerba Loca    — Largo transversal

Figura 50: Largos transversales para estimación de volumen



## 6. Discusiones

En esta sección se discutirán y analizarán los resultados anteriormente obtenidos en tres grandes tópicos. El primero abordará la construcción del modelo en UDEC. En el segundo se interpretarán los resultados a partir de la incorporación del glaciar, discutiendo además su reconstrucción. Para finalizar con el análisis de otras posibles situaciones como es el caso de infiltración de agua.

### 6.1. Construcción y parámetros del modelo

#### 6.1.1. Topografía ladera

Los análisis realizados en el software UDEC comienzan con la construcción de los bloques. En el caso del presente trabajo, el bloque será la ladera involucrada en el deslizamiento Yerba Loca, por lo tanto, conocer la topografía es primordial para comenzar con el estudio.

El DEM utilizado en una etapa inicial fue de una resolución de 12.5 m por píxel, algo detallado considerando que la zona de estudio abarca alrededor de 6 km. Extrapolando 465 puntos (ver Figura 65), esta topografía a pesar de presentar un alto detalle en la ladera no fue funcional para trabajarla en un modelo numérico, debido a su alto número de valores.

Un Modelo de Elevación Digital con alta resolución si puede ser bastante provechoso en los estudios geológicos, sobre todo en el ámbito de la geomorfología, en técnicas de InSAR, análisis de imágenes satelitales, entre otros. Sin embargo, algunos modelos numéricos, tales como UDEC, presentan limitaciones en esta materia, en donde se deben realizar simplificaciones para ejecutarlo.

Para el presente trabajo, no fue necesario un DEM de la alta resolución, si no, uno que permitiera reconocer la forma general de la ladera, en donde, a partir de esto se generó una topografía seleccionando solo los puntos básicos que permitieran plasmar las inflexiones del talud. Quedando finalmente 69 puntos, que equivalen al 15% del número de puntos inicial, los que fueron relevantes para 6 km de extensión. Esto quiere decir que un DEM de 90 m por píxel sería adecuado para utilizarlo en el presente estudio.

#### 6.1.2. Litologías

El comportamiento de las laderas en el modelo numérico recae, en gran parte, sobre las litologías de la zona de estudio. Si bien es cierto que los parámetros y los modelos constitutivos juegan un rol importante, ambos no pueden conocerse sin antes reconocer el tipo de roca involucrada.

La salida a terreno realizada para el presente trabajo fue de utilidad para conocer la litología comprometida en el deslizamiento, sin embargo, es necesario abarcar más área. Para ello se recurrió a información bibliográfica, siendo de gran ayuda los mapas geológicos de Thiele (1980) y Fock (2005). No obstante, los trabajos involucrados tienen escala de 1:250000 y 1:750000 respectivamente, lo cual es un reconocimiento bastante general, considerando que la escala de trabajo es de aproximadamente 1:90000.

Otra observación realizada en la salida a terreno fue la presencia de posible ignimbrita en la parte baja del deslizamiento, la cual no se pudo confirmar por la imposibilidad de llegar al sector, debido a la inestabilidad del terreno producto del deslizamiento.

Las variaciones litológicas que pueden existir en el sitio son una información valiosa de agregar al modelamiento numérico, no obstante, es preciso conocer con mayor exactitud los tipos de contacto e incluso espesores, puesto que, de lo contrario, solo genera mayor incertidumbre en la configuración del modelo y sus resultados. A pesar de esto, un cambio de litología entre toba e ignimbritas afectaría los parámetros ingresados al modelo, lo cual influye directamente en el comportamiento del material y por ende en los mecanismos de falla.

A pesar de lo anterior, en el modelo numérico, la toba queda bien representada y es también donde se producen las mayores redistribuciones de esfuerzos a lo largo de los casos dinámicos. Esto quiere decir que, a pesar de que la información detallada es un plus a la hora de realizar estudios geológicos, también es posible generar una representación válida sintetizando los componentes que se ingresan a UDEC.

### 6.1.3. Estructuras geológicas

El reconocimiento de las estructuras geológicas es fundamental a la hora de realizar un análisis de estabilidad de laderas, sobre todo porque en muchos casos pueden ser los principales condicionantes de las remociones en masa.

En UDEC se permiten ingresar un sinnúmero de discontinuidades, con todos los ángulos y espaciamientos posibles, sin embargo, existe una limitación, y es que deben ser acordes al tamaño del modelo. Esto se retomará en la siguiente sección, de igual forma, en su manual (Itasca, 2014) se recomienda solo ingresar las discontinuidades más representativas del modelo, con la finalidad de no generar resultados erróneos.

Las discontinuidades en el área de estudio fueron principalmente obtenidas a partir del informe de SERNAGEOMIN (2019) sobre el deslizamiento Yerba Loca. En este se menciona un rango del ángulo de las estratificaciones en el área de estudio, y una estimación de su orientación. Sumado a esto, se indica que la estratificación podría ser uno de los condicionantes para la generación del deslizamiento. Por lo cual se consideran claves de ingresar en el modelo.

El espaciamiento de las discontinuidades es indispensable a la hora de generar el modelo en UDEC. Para su obtención, se analizaron imágenes satelitales a través de Google Earth en donde se reconocieron algunos estratos. El promedio del espaciamiento de estos fue el valor escogido (ver Anexo C.2), no obstante, el software presenta limitaciones, y es que deben ser acordes al tamaño y al mallado. Por lo anterior, se debió realizar un análisis de sensibilidad, variando este valor, lo más cercano a lo obtenido, hasta lograr la ejecución exitosa del modelo. A pesar de que en el presente trabajo el valor final ingresado a UDEC no se aleja notablemente del valor calculado, es algo que se debe considerar a la hora de generar modelos numéricos.

En el terreno, también se pudo apreciar ciertas alineaciones de los bloques en el suelo, se logró identificar en planta dos sets principales: N90W y N60W, a los cuales se le desconoce el manto. Estas se consideran puntuales y no representativas de la zona de deslizamiento, sin embargo, podrían estar indicando otro tipo de proceso geológico, puesto que estas se encontraban en la zona sur de propagación del deslizamiento.



Por último, las estratificaciones se delimitaron en el modelo debido a dos razones. La primera razón fue el limitado conocimiento de estas más allá de la zona del deslizamiento donde la toba estuviera involucrada y la segunda, es que ayuda a mejorar los tiempos de procesamiento y la estabilidad del modelo. El criterio para esta delimitación fue considerar aproximadamente 700 m más al inicio y al término del deslizamiento, quedando un bloque entre 2062 – 4000 m, y la base fue cortada a los 3200 m de altitud, considerando la mitad de la altitud del modelo.

#### 6.1.4. Tamaño del modelo

A pesar de que el tamaño del modelo es una variable que recién se analiza trabajando en el software UDEC, es uno de los parámetros más relevantes dentro del modelamiento numérico, ya que este definirá el resto, tales como el mallado, las discontinuidades, el equilibrio del modelo estático, entre otros.

Realizando el presente trabajo, en la etapa de la búsqueda del equilibrio sin éxito, se realizó una prueba, que consistió en cambiar la escala de trabajo. El modelo quedó de 100 m de largo con 50 m de alto, con esta nueva configuración se implementaron las estratificaciones y discretización deseada, y no solo se pudo ejecutar con éxito, sino que también se encontró el equilibrio rápidamente.

Con esto se quiere demostrar que la escala del modelo es un parámetro determinante. Si fuera posible, sería de gran ayuda siempre comenzar con un modelo pequeño o simplemente realizarlo a una escala más detallada, sin embargo, esto dependerá del objetivo que se tenga en el trabajo, y los procesos geológicos que se quieran estudiar.

En el presente trabajo, fue un proceso extenso encontrar el tamaño adecuado. En un comienzo el perfil topográfico fue el determinante del área a estudiar, con una extensión de 5797m, su elección fue principalmente para considerar las condiciones de borde al deslizamiento Yerba Loca. Sin embargo, hubo dificultades en el desarrollo, en donde se generaron distintos errores en el programa, tales como superposición de bloques deformables, tamaño del mallado, altos tiempos de procesamiento, además de la dificultad de observar bien la zona de estudio. Por lo tanto, se busca una solución a estos problemas, tomando la decisión de acortar el tamaño del modelo.

Las nuevas dimensiones van acordes con estudios previos en UDEC (Rivillo, 2019; Tobar, 2021; Burgos, 2022) en donde la extensión promedio ronda los 2 km. Además, con la finalidad de abarcar de igual forma las condiciones de borde del deslizamiento, se consideran 1000 m hacia los costados desde donde comienza y finaliza la remoción en masa, resultando en un modelo que va desde los 1750 m a 4500 m con un largo total de 2.75 km.

#### 6.1.5. Modelos constitutivos

El modelo constitutivo controla el comportamiento de los materiales en UDEC, y determinará buena parte del resultado final. Dependiendo de cual se seleccione, solicitará diferentes parámetros, por lo que es importante estar informado de la funcionalidad de cada uno y a qué tipo de casos se aplica. Además, se debe considerar un modelo acorde a los parámetros de los cuales se tengan conocimientos de la zona de estudio, evitando lo más posible suposiciones y así generar resultados más realistas.

En el presente informe se tuvo como objetivo trabajar con el modelo constitutivo Hoek-Brown ya que su criterio de rotura representa una envolvente de falla de tipo no lineal, y justamente las curvas envolventes de resistencia en roca no son lineales. Por lo mismo, ha sido ampliamente utilizado para macizos rocosos, puesto que permite representar muy bien su comportamiento (Venegas, 2010). Este método es aplicado a medios isótropos, lo cual se podría suponer debido a la escala de trabajo utilizada. A diferencia de Mohr-Coulomb, este considera una envolvente de rotura lineal y se aplica con mayor énfasis en la mecánica de suelos (Venegas, 2010).

A pesar de lo anterior, fue un largo proceso para conseguir estabilizar el modelo Hoek-Brown, una de las causas es el alto número de parámetros que deben ser ingresados a UDEC, sumado a esto, solo se conocían tres parámetros de la zona de estudio. Se acudió a bibliografía para la obtención del resto, no obstante, en la mayoría de las fuentes se entrega un rango que en ocasiones es bastante amplio, variando hasta en ordenes de magnitud, por ello, se buscó el valor que más acercaba al modelo a la estabilidad estática.

Se consideraron otros modelos constitutivos igualmente útiles, como, por ejemplo, *Ubiquitous-Joint*. Este se propuso como una forma de representar una inestabilidad en un determinado ángulo a lo largo del bloque, específicamente donde se encontraba la toba soldada o más allá de la zona delimitada para representar una continuidad en la estratificación, pero prescindiendo de las estructuras geológicas. El modelo fue descartado porque su utilización es más acorde con rocas laminadas, como las pizarras, y porque utiliza como punto de partida el modelo constitutivo Mohr-Coulomb. Sin embargo, puede ser una buena opción en zona donde se aprecie debilidades significativas en un plano.

El otro modelo bastante acorde al caso de estudio es *Strain-Hardening/Softening*. Este permite modificar las propiedades de un modelo a medida que se procesa, es decir, se evidencia el deterioro o endurecimiento de algunos materiales, cambiando el ángulo de fricción, cohesión, entre otros parámetros modificables. En este caso se podría ingresar tablas en donde se estipule como va disminuyendo la cohesión a medida que va pasando el glaciar. Para utilizarlo es necesario conocer cómo afecta el paso del glaciar a los diferentes parámetros, tal vez mediante ensayos de laboratorio o búsqueda bibliográfica, ya que sería un buen registro en el cual se puede plasmar el efecto del glaciar sobre las propiedades de la roca.

#### 6.1.6. Condiciones de borde

Cuando se construyen modelos numéricos solo se estudia una porción del área real, y las condiciones de bordes permiten representar un contexto espacial, eso que no se ve en el modelo, por lo tanto, son fundamentales de ingresar, sobre todo para conseguir el caso estático. La principal razón por la que se dificulta conseguir un equilibrio, cuando se tiene conocimiento de los parámetros, es por la falta de las condiciones de borde.

Para este caso las condiciones de bordes, en el modelo estático y permanecen en el dinámico, fueron velocidad cero en la horizontal (eje "X") en los bordes laterales, y en la vertical (eje "Y") en la base, con la finalidad de representar que hay algo en los costados y bajo el modelo, por lo cual no se pueden mover estos límites y tampoco caerse por efecto de la gravedad. A pesar de que permiten realizar de forma exitosa el modelamiento numérico, ocurren efectos secundarios. Por ejemplo, al momento de

agregar la carga dinámica, los esfuerzos pueden concentrarse en los bordes debido a que estos no pueden moverse, por lo que hay que omitir esta situación del análisis final.

Otra condición de borde relevante y que están presente en todo modelo geológico, son los esfuerzos *in situ*, estos permiten encontrar el equilibrio más rápido ya que es evidente que la masa rocosa adyacente genera esfuerzos en todos los bordes. Es importante agregar esta condición de borde si es de conocimiento, ya que permitirá representar de mejor forma la realidad.

En trabajos previos se evaluaron diferentes formas de incorporar el glaciar al modelo (Gramiger, 2017 y Tobar, 2021), como bloque elástico o como una condición de borde de presión hidrostática. Debido a los similares resultados que obtuvo Tobar (2021) entre ambos casos, se escogió la segunda opción. Por lo tanto, para el modelo dinámico fue necesario agregar una tercera condición de borde, la cual representa el esfuerzo del glaciar sobre la ladera, y como se explicó anteriormente, se necesitan tres parámetros importantes para determinar el estrés e ingresarlo a UDEC. Estos valores varían para cada caso y escenario, lo cual permite representar las variaciones del glaciar en el tiempo.

#### 6.1.7. Procesos para obtener modelo estático

Para conseguir el modelo estático, fue necesario una serie de pasos recursivos y repetitivos. En un comienzo, se inició con los conocimientos previos de la zona de estudio, a partir de esto se fueron haciendo múltiples análisis de sensibilidad, los cuales no fueron agregados al presente informe porque se alejan del objetivo general. Sin embargo, es importante mencionar que el modelamiento numérico se hace complejo si no hay un conocimiento claro y preciso de los parámetros que gobiernan en la zona de estudio, esto dificulta además conocer la razón del comportamiento de los resultados y en consecuencia se deberán realizar un mayor número de ensayos.

No obstante, Itasca (2014, 2019) recomienda siempre comenzar con un modelo simplificado y elástico, por lo que se inició nuevamente el modelamiento numérico a partir de un modelo con las mismas configuraciones (tamaño, estratificación, espaciado y mallado). La diferencia sustancial es que en este caso solo se ingresan tres parámetros: densidad, módulo de elasticidad ( $E$ ) y coeficiente de Poisson ( $\nu$ ), estos valores se obtuvieron a partir de bibliografía y se modificaron dentro de los rangos permitidos para conseguir el equilibrio en este modelo elástico. Debido al bajo número de variables, y al poco tiempo de procesamiento, también se puede ir ajustando la topografía y refinando los detalles de la configuración final.

Una vez estabilizado el modelo elástico, se introdujo el modelo plástico, cuya única diferencia con el anterior, es que se agrega un mayor número de parámetros, pero la configuración ya puede quedar fija. En el presente trabajo, se escogió en primera instancia el modelo de Mohr-Coulomb, ya que solicita menos variables y en su mayoría, son de mejor acceso, es decir se pueden encontrar con mayor facilidad en la bibliografía. Estos nuevos parámetros son el módulo de compresibilidad ( $K$ ), módulo de cizalle ( $S$ ), tensión, cohesión ( $c$ ) y ángulo de fricción ( $\phi$ ). No obstante, tanto  $K$  como  $S$ , vienen desde el modelo elástico, UDEC los calcula de forma automática al ingresar  $E$  y  $\nu$ , por lo cual solo queda ingresar la tensión, la cohesión y el ángulo de fricción. La cohesión se fija a partir de RocLab y el ángulo de fricción se obtiene desde un trabajo previo (Burgos, 2021). Sin embargo, este último siempre se concentra entre los 35-40°.

El parámetro que más se modificó fue la tensión, debido al amplio rango de valores encontrados en bibliografía, sus variaciones cesaron cuando finalmente el modelo plástico Mohr-Coulomb se estabilizó.

Finalmente, y buscando acercar aún más la realidad al modelamiento numérico, se comienza a trabajar con el modelo constitutivo Hoek-Brown, en el que algunos parámetros previos se mantienen y quedan fijos porque ya es de conocimiento que funcionan. Por lo tanto, solo se agregan las variables del criterio de falla, estos son los coeficientes del macizo rocoso  $a$  y  $s$ , el valor reducido de la constante del material  $m_b$  y la resistencia a la compresión simple (UCS). Los tres primeros parámetros se adquieren íntegramente desde RocLab, en este software se solicita sin embargo el GSI y el parámetro adimensional que depende del tipo de roca  $m_i$ , el primero se obtuvo desde observaciones de terreno (ver Anexo A) y el segundo desde el propio RocLab. Este posee una base de datos en donde se le puede especificar el tipo de roca, en este caso toba. Por último, el UCS se adquiere realizando ensayos de campo (Anexo A).

Las principales variaciones para lograr el equilibrio con este modelo fueron prácticamente conocer las diferentes combinaciones de parámetros que permitían un equilibrio, puesto que no solo se contaba con los valores de RocLab, sino que también se obtuvo información bibliográfica que se encuentra en el Anexo C.3.

En conclusión, el modelo que tuvo mayor dificultad de estabilizar fue desde el elástico al plástico, es decir Mohr-Coulomb, pero una vez conseguido el modelo estático, es posible pasar al modelo de Hoek-Brown.

Es importante mencionar, que el software UDEC tiene una función incorporada que permite primero correr solo el modelo elástico "solve elastic only" y luego el modelo completo (plástico) "solve", esto igualmente ayuda a la obtención del equilibrio, puesto que hay una continuación entre uno y otro, y se observan importantes mejoras, sobre todo en el gráfico de plasticidad.

En los gráficos de esfuerzo de corte expuesto en la Figura 51, se compara el modelo constitutivo de Mohr-Coulomb (MC) con el modelo Hoek-Brown (HB), con la finalidad de observar cómo afectan en los resultados la aplicación de estos modelos. Para realizar esta comparación se utiliza el caso de un glaciar diagonal (en Anexo D.1), solo para contrastar datos.

Se aprecia que tanto MC como HB muestran una distribución de esfuerzos a medida que se descarga la ladera, sin embargo, en el modelo HB se tiene mayor continuidad de esta diferencia de esfuerzos en el escenario final. Se aprecia un mayor control estructural en los resultados del modelo de MC, estos son en la parte superior, sobre el inicio del deslizamiento, donde se identifican dos líneas rosadas paralelas, además, al costado derecho de estas, se distingue que el contorno de color rosado toca la superficie en la zona asociada a la discontinuidad ficticia. No obstante, de forma general los modelos entregan resultados similares, siendo más preciso con la zona del deslizamiento el modelo constitutivo Hoek-Brown, ya que los mayores valores de esfuerzo de corte encajan justamente con la corona del deslizamiento y solo se mantienen concentrados en esa zona.

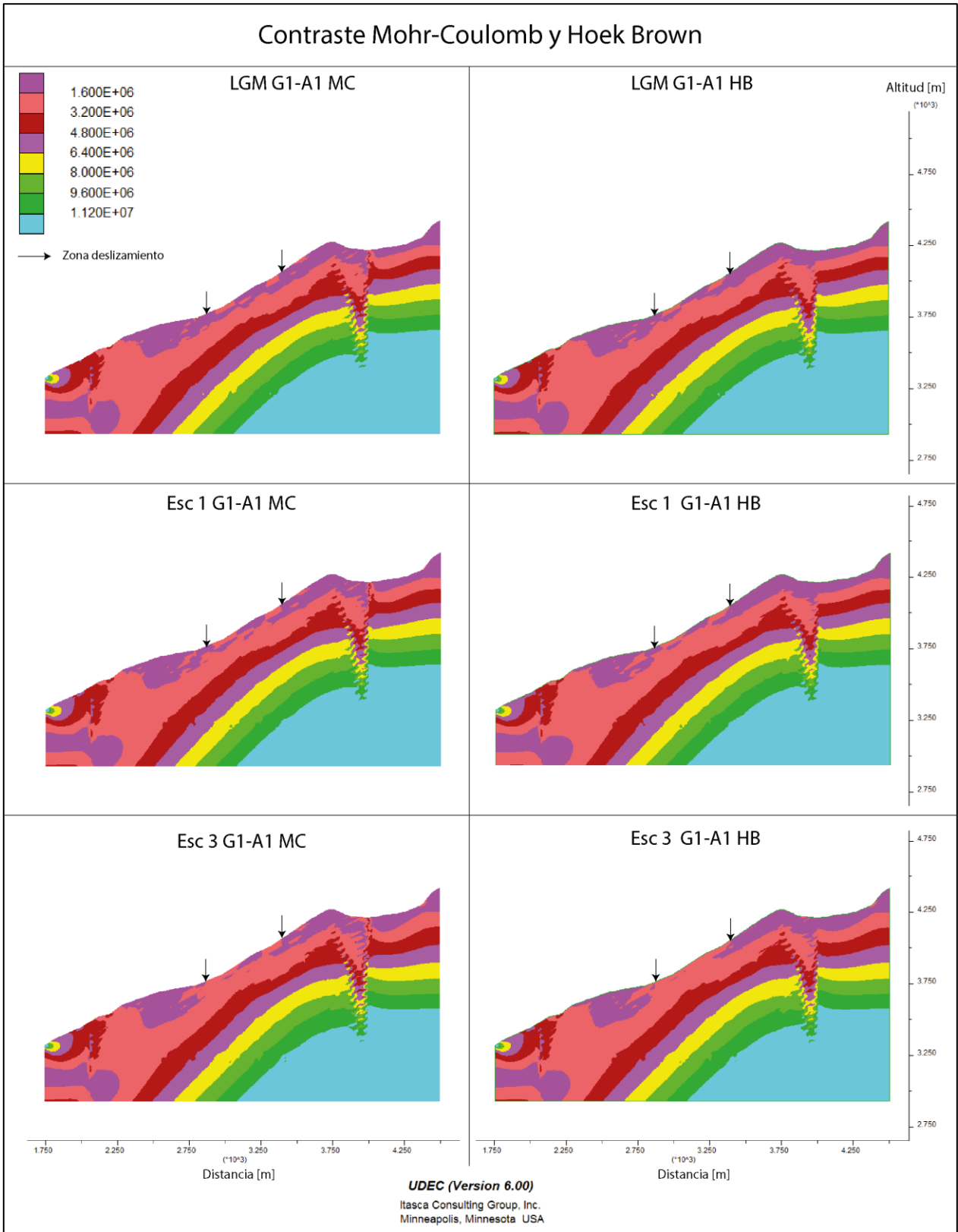


Figura 51: Comparación de modelo constitutivo Mohr-Coulomb y Hoek-Brown.

### 6.1.8. Incertidumbre

Un tópico relevante de discutir en el presente trabajo es la incertidumbre. Cada decisión que se toma al momento de realizar un modelo numérico se basa en la estimación, algunos parámetros se acercan más que otros a la representación de la realidad, pero sin duda cada valor y/o configuración que se ingresa al modelo, agrega mayor incertidumbre y hará cambiar el resultado final. Por ejemplo, el espaciamiento de las discontinuidades o, simplemente, la mayoría de los parámetros de la roca. Los resultados varían dependiente de los parámetros que el usuario ingrese al modelo.

A pesar de lo anterior, y en su correcto uso, los modelos numéricos son una herramienta que han facilitado entender y prever, en algunos casos, el comportamiento de los procesos geológicos. Las simplificaciones que se realizan son necesarias en una modelación numérica, y se consideran útiles para tener un acercamiento a procesos reales.

## 6.2. Interpretación de resultados

### 6.2.1. Reconstrucción del glaciar, escenarios e incorporación a UDEC

El glaciar es un elemento fundamental en el presente trabajo, puesto que se quiere estudiar cómo se ven afectadas las laderas en ambientes paraglaciar. En particular se analiza el talud involucrado en el deslizamiento Yerba Loca, por lo que, fue elemental buscar fuentes bibliográficas sobre los glaciares en esta zona de estudio. El conocimiento de las dimensiones y lugares por los cuales pasaron, son imprescindibles para una buena representación de la realidad y con esto, validar los resultados finales del modelo numérico.

Marangunic et al. (2021) realizan una estimación de la extensión glaciar en el sector cordillerano de la cuenca del río Mapocho (Figura 19), este permite validar el hecho de la existencia de glaciares en la zona, pero no solo eso, puesto que informes de Conaf (1984) describen presencias de bloques erráticos a la altura del sector de Villa Paulina. Además, se realiza un análisis geomorfológico de la cuenca del estero Yerba Loca con la finalidad de determinar el cambio de forma del valle desde "V" a "U", con esto se estima que alrededor de Villa Paulina comienzan a existir indicios de un valle con laderas empinadas y leve forma de "U", esta configuración se intensifica unos 4 km hacia el NE, subiendo por el valle (ver Anexo B).

A pesar de que se pudo estimar el paso del glaciar por el área de estudio, no se conocían sus dimensiones, y esto es primordial para ingresarlo al software UDEC. En primera instancia se recurrió a la herramienta GlaRe para reconstruir el glaciar, obteniendo como producto un glaciar diagonal, sin embargo, este glaciar no presenta concordancia morfológica con glaciares de valle (S. Sepúlveda, comunicación personal, 12 de abril de 2022), por lo tanto, no se utilizan sus resultados, sin embargo, se consignan en el Anexo D.1, D.2 y D.3.

En búsqueda de la validación morfológica del glaciar, se genera un glaciar recto en el valle, considerando la proyección de una masa de hielo que cubriera la zona del deslizamiento Yerba Loca.

La incorporación del glaciar a UDEC, se hace mediante condiciones de borde, como se explicó anteriormente, por lo tanto, representa momentos estáticos en el tiempo, en

donde la carga se ve reflejada automáticamente al momento de hacer correr el modelamiento numérico (Gramiger et al., 2017). Sin embargo, en la realidad los procesos son paulatinos, es por eso que el glaciar se ingresó a través de una fórmula la cual disminuía el espesor cada 2 metros, no obstante, los resultados representan de igual forma solo la etapa final y no su proceso. Probablemente podría ser útil para realizar una grabación de como varían los esfuerzos de corte a medida que se ejecutan los ciclos del caso glaciar recto.

Con respecto a lo mismo, para este tipo de modelamiento, UDEC no trabaja con el tiempo, por lo cual el usuario debe definir una serie de pasos o ciclos (*step / cycle*). Para la incorporación del glaciar y su descenso, se escogió un valor tal que permitiera regresar nuevamente al equilibrio, al igual que Gramiger et al. (2017), esto ya que el retroceso de los glaciares son procesos graduales y lentos, sobre todo los manejados para el presente trabajo. Por esto se cree que es necesario llegar a un equilibrio de las fuerzas desbalanceadas para nuevamente aplicar el nuevo descenso, así se obtiene un valor de ciclos igual a 250.

A pesar de las estimaciones necesarias realizadas para la reconstrucción del glaciar, se obtienen resultados acordes a la zona de deslizamiento real. Si bien, puede que no sea posible estimar la magnitud del deslizamiento en relación con la carga glaciar, si es viable conocer un contexto general de la afectación de las laderas.

Además, el glaciar exhibe una dependencia entre los esfuerzos y la carga glaciar mientras este se encuentre aún sobre la superficie, pero una vez que se descarga totalmente el glaciar, la diferencia de esfuerzo es idéntica a la del modelo estático.

Es sumamente importante tener en cuenta que, al descargar completamente el glaciar, se está simulando un escenario presente, puesto que los parámetros de las rocas ingresados al modelamiento numérico son actuales. Por lo tanto, pensar que el modelo plástico-estático pueda representar un caso previo al glaciar (es decir interglaciar) es erróneo, puesto que se desconocen los parámetros constitutivos que gobernaban a la roca hace más de 18000 años. Es por eso que, al comparar el gráfico de esfuerzo de corte del modelo estático, con la descarga total del glaciar, serán idénticas, ya que los valores no han sido modificados.

Los resultados obtenidos permiten determinar una redistribución de la diferencia de esfuerzos principales, es decir, el esfuerzo de corte se ve afectado por la carga glaciar en la ladera. Además, diversos autores tales como: Cossart et al. (2008), Krautblatter & Leith (2015) y Tobar (2021) mencionan que los parámetros de la roca se ven afectados debido a los daños en este, producto de la liberación de estrés. Esto es identificado en los gráficos de desplazamiento de cizalle (ver Figura 44 y Figura 45), donde los valores máximos varían levemente al descargarse el glaciar, lo que se interpreta como cambios que se generan en la roca debido a la carga, modificando las condiciones de la ladera en el tiempo.

#### 6.2.2. Efectos de la carga glaciar en laderas

Independiente del caso glaciar, estos generan una redistribución del esfuerzos de corte en la ladera. Se aprecia una relación entre el cambio de la configuración glaciar con los esfuerzos en el bloque, esto se visualiza al comparar la Figura 42 con la Figura 43. En

el trabajo realizado por Gramiger et al. (2017), también se evidencia una redistribución de esfuerzos durante la desglaciación, lo que conduciría a más daño dentro del talud.

Esta redistribución de esfuerzos que se genera a lo largo de los diferentes escenarios es independiente del tipo de roca, así se aprecia en todos los gráficos presentados en resultados. Tanto la granodiorita como la toba se ven afectadas por el glaciar, sin embargo, el cómo los afecta será diferente, puesto que no poseen los mismos parámetros (Gramiger et al., 2017). En este caso es difícil de observar esa aseveración puesto que justamente la roca intrusiva se encuentra en una esquina, y como se dijo anteriormente, en estas zonas se acumulan los esfuerzos debido las condiciones de borde.

Se aprecia que a medida que el glaciar disminuye su espesor, el esfuerzo de corte aumentan en la superficie del talud, es decir, la ubicación del daño cambia junto con el espesor del hielo, al igual que en el estudio de Gramiger et al. (2017). Esta concentración de esfuerzos puede deberse a una relajación de la zona como consecuencia de la descarga (Cossart et al., 2008).

Las diferentes configuraciones generadas: A.1, A.2 y A.3, permitieron evidenciar una característica sumamente relevante en relación con la redistribución de esfuerzos de corte. A.1 y A.2 son configuraciones que poseen la estratificación característica de la zona, y en ambas se aprecia una excelente correlación entre la concentración de esfuerzos de corte de mayor magnitud y la región demarcada con el deslizamiento (ver Figura 41 y Figura 42). No obstante, A.3 (Figura 43) no posee las discontinuidades de la zona y, a medida que se descarga el glaciar, la redistribución de esfuerzos se concentra sobre el comienzo de la región demarcada con el deslizamiento.

Por lo tanto, a través del modelamiento numérico y sus resultados, se determina que el deslizamiento Yerba Loca, presenta un alto control estructural siendo, posiblemente, unos de los factores condicionantes para su desarrollo. Ambrosi & Crosta (2011) mencionan que la orientación de las estructuras puede controlar fuertemente el estrés y la distribución de tensiones en las laderas de la montaña, jugando un papel importante en la deformación.

En Tobar (2021), donde se analiza el deslizamiento del estero Parraguire, aproximadamente 13 km al este de la zona de estudio, también se produce una redistribución de esfuerzos al momento de incorporar el glaciar al modelo numérico, sin embargo, ocurre todo lo contrario con respecto a la configuración del modelo. Al eliminar las discontinuidades, el esfuerzo de corte se concentra en la zona de este deslizamiento (ver Figura 52), probablemente indicando que no hay control estructural, por lo menos de manera preliminar. En tanto, cuando Tobar (2021) incluye las discontinuidades, no se genera un aumento del esfuerzo de corte en la zona afectada por el deslizamiento, en contraste con lo que sucede en el deslizamiento Yerba Loca (ver Figura 53)



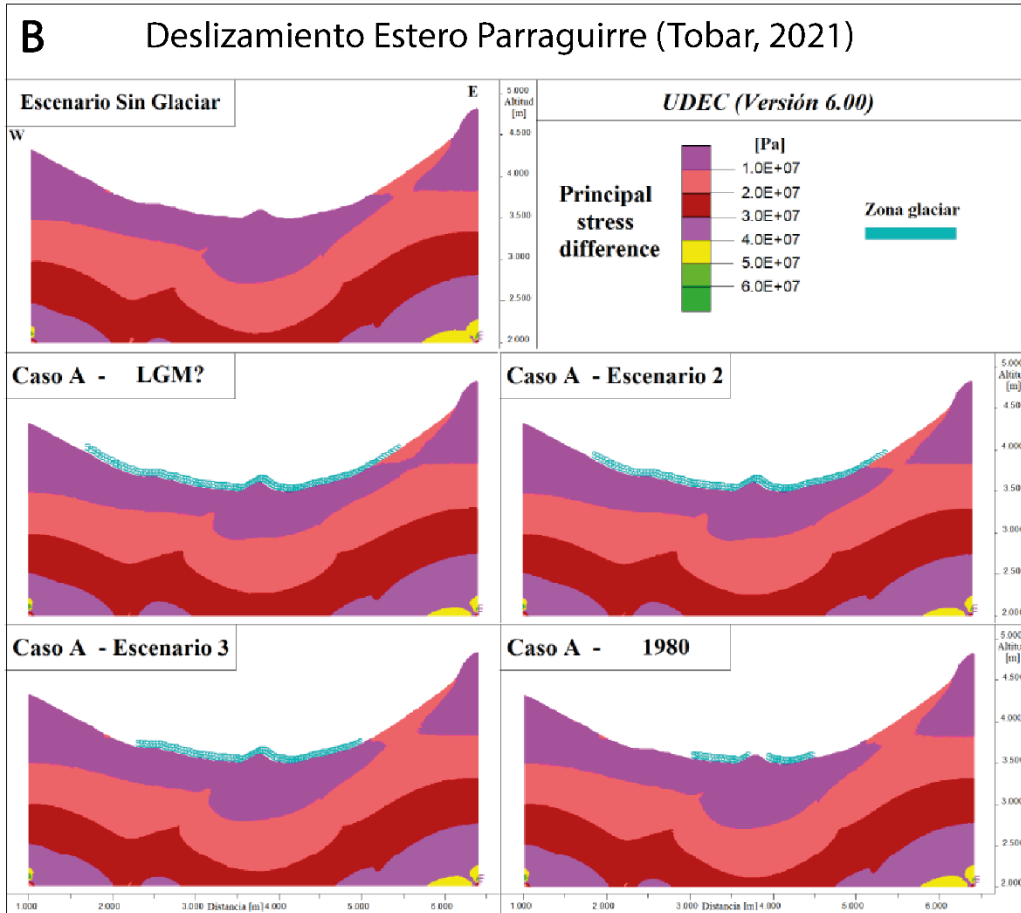
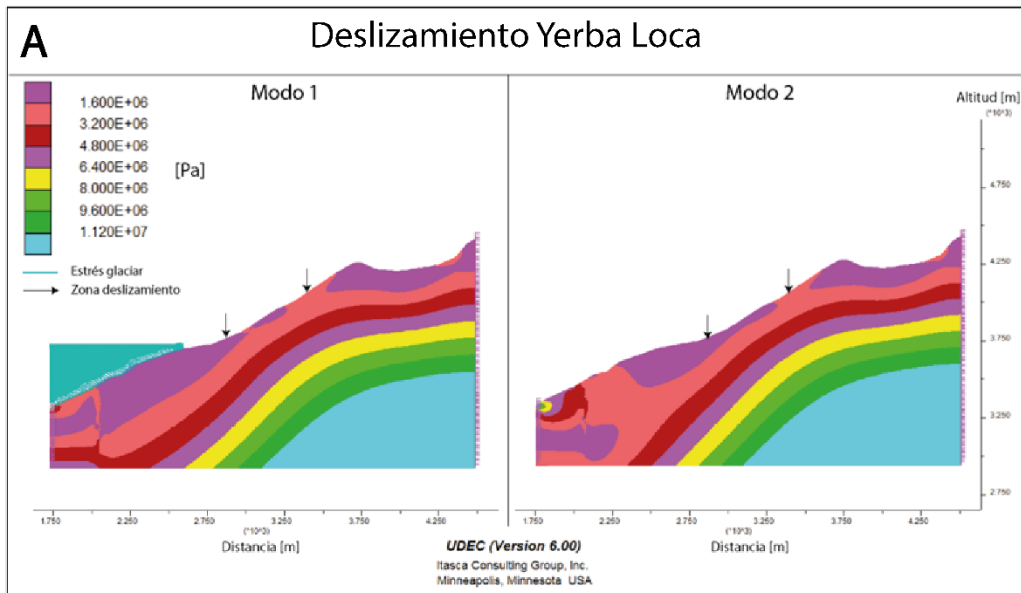


Figura 52: Esfuerzos de corte en modelos *sin discontinuidades*. A. Gráficos del deslizamiento Yerba Loca. B. Gráficos del deslizamiento estero Parraguire, extraído desde Tobar (2021)

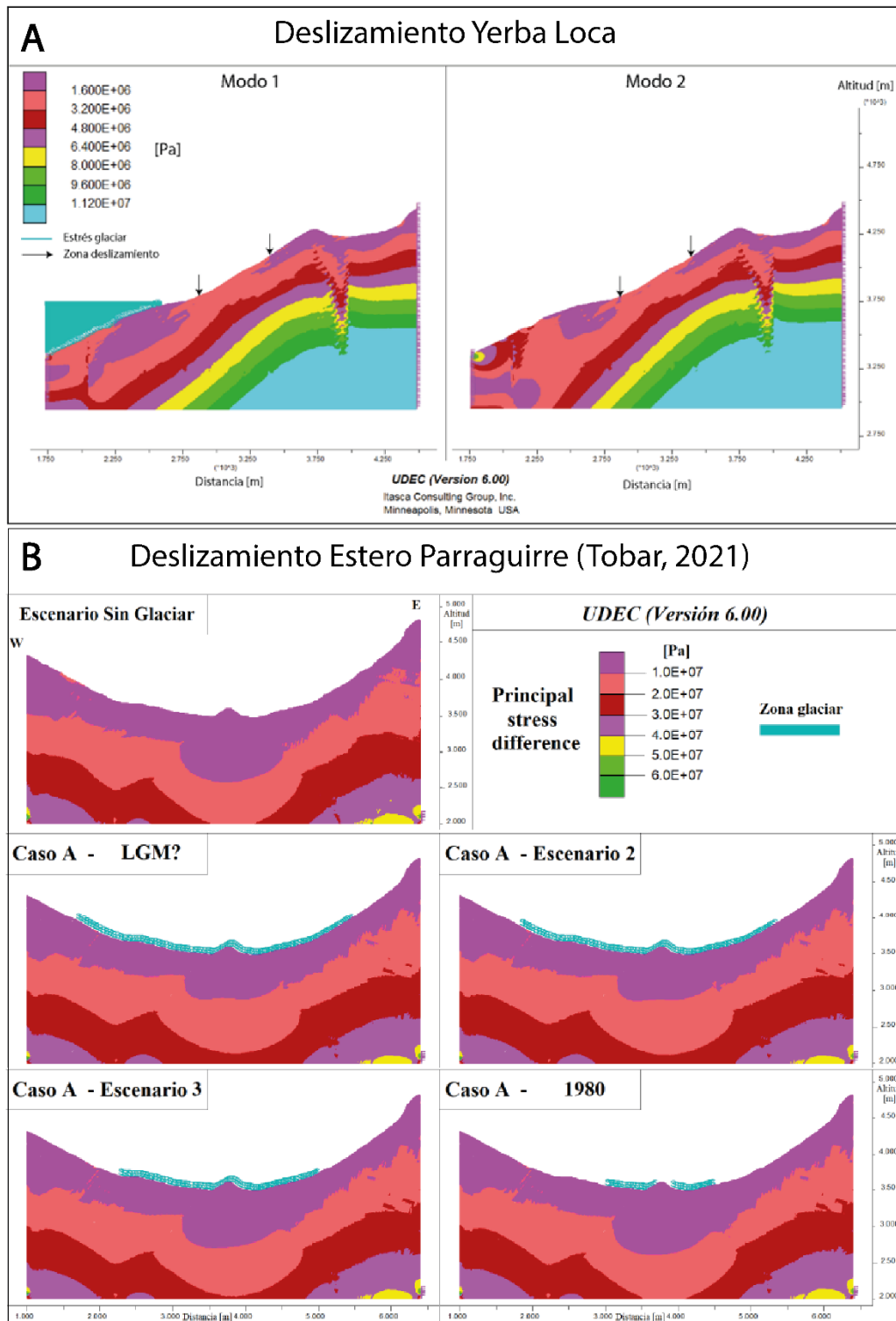


Figura 53: Esfuerzos de corte en modelos **con discontinuidades**. A. Gráficos del deslizamiento Yerba Loca. B. Gráficos del deslizamiento estero Parraguirre, extraído desde Tobar (2021)

Mientras que en Burgos (2022), donde se estudia el aluvión ocurrido en Villa Santa Lucía, al sur de Chile, se sugiere que las discontinuidades, en particular el fracturamiento subvertical, juega un rol en el desarrollo de la falla. Esto debido a que en

los modelos donde especifica esta estructura geológica, se obtuvieron los mejores resultados, evidenciando la superficie de la falla.

### 6.2.3. Rol del glaciar en el deslizamiento Yerba Loca

La correlación que se aprecia en los resultados entre la concentración de los esfuerzos y la zona del deslizamiento Yerba Loca evidencia el importante rol que juega el glaciar. La mayor densidad de diferencia de esfuerzos principales (esfuerzo de corte) en esa área no simboliza la generación de la falla, más bien implica un daño generado por el glaciar justamente en ese sector, disminuyendo su estabilidad, con esto, el paso del glaciar clasificaría como un factor preparatorio, el cual no inicia el movimiento (Gramiger et al., 2020).

Sabiendo esto, se reproduce una superficies que puede relacionarse con el posterior plano del deslizamiento Yerba Loca. Cabe destacar que esta es solo estimativa, puesto que la profundidad dependerá del espaciamento real de las estratificaciones. En este caso como se utiliza 45 m, los esfuerzos se concentran hasta aproximadamente esa profundidad, por lo que sería factible realizar un mejor reconocimiento de estos parámetros en terreno, y evidenciar si entre estos 45 metros existe alguna otra estructuras de inestabilidad. No obstante, la superficie permite estimar un deslizamiento de mecanismo rotaciones mecanismo rotacional (Figura 49).

Cossart et al. (2008) al igual que este trabajo, demuestran que las principales áreas inestables se ubican consistentemente en zonas anteriormente ocupadas por hielo glaciar. Eberhardt et al. (2004) por su parte comprueban que el aumento de las pendientes por la erosión glaciar concentra las tensiones, intensificando la propagación de fractura y el desarrollo progresivo de una superficie de falla. "Los cambios en la geometría de los glaciares influyen en los campos de tensión en los taludes de rocas y algunas fallas parecen acelerarse hacia fallas catastróficas" (Dalinea, et al., 2021). Sin duda, hay variados autores que demuestran que los glaciares producen afectación en los taludes una vez retirados.

No obstante, la inestabilidad en la ladera no solo dependerá del retroceso glaciar, sino que son múltiples factores los que contribuyen, tales como el agua subglacial, los cambios térmicos, la meteorización física y química posterior a la retirada del glaciar, eventos de precipitación intensa, sismos, condición de permafrost, entre otros. Con respecto a esto, algunos autores consideran que la relajación posterior al retroceso glaciar (*'debuttrekking'*) no es tan importante como el agua subterránea, los cambios climáticos y la sismicidad postglacial (McColl et al., 2010). Hartmeyer et al. (2020) consideran que *debuttrekking* pareciera tener un efecto menor, y que el preacondicionamiento comienza previo al retroceso, en el vacío que se genera entre la superficie y el glaciar (*'randkluft'*).

En definitiva, son múltiples las ideas con respecto al ambiente paraglaciar y los efectos en sus laderas. Sin embargo, en el presente trabajo se demuestra, mediante un modelamiento numérico, que el retroceso glaciar si genera una distribución y concentración de esfuerzos en la zona del deslizamiento Yerba Loca ocurrido en agosto del 2018, contribuyendo a la inestabilidad de la ladera.

Como discusión sobre la zona de estudio, se ha estimado que el área se encuentra bajo condición de permafrost (bajo los 0 °C) (Gruber, 2012), esta situación podría ser un factor a considerar en futuras investigaciones.

### 6.3. Posible efectos de infiltración del agua

Es de conocimiento que el deslizamiento Yerba Loca no tuvo un desencadenante concreto (SERNAGEOMIN, 2019; Sepulveda et al., 2021), sin embargo, a modo de abarcar las diferentes variables que podrían haber afectados la estabilidad de la ladera, se decidió agregar infiltración de agua como un posible desencadenante, suponiendo un evento de precipitación intensa a través del método de  $R_u$ , el cual fue explicado con anterioridad en la sección 2.7.2.

Se realizaron 3 pruebas para diferentes valores de  $R_u$ , el primero corresponde al caso menos saturado, el rango inferior que se utiliza para tobas (Gundogdu, 2011), luego se el rango superior de la fuente bibliográfica, y finalmente el caso más saturado, que correspondería a un nivel freático en superficie. En la Tabla 13 se resumen los casos.

Tabla 13: Casos para infiltración de agua con el método de  $R_u$ .

Caso	$R_u$	$\rho_w^*$ [kg/m <sup>3</sup> ]
1	0.21	420
2	0.34	680
3	0.5	10000

En la Figura 54 se aprecia como se ven afectados los esfuerzos de corte, tomando como referencia la configuración A.1. A medida que aumenta la saturación se hace más claro un control estructural en la concentración de esfuerzos y menor continuidad del contorno rosado. La principal razón es que la infiltración se efectúa solo a través de las discontinuidades.

No obstante, se hace difícil encontrar las diferencias entre el modelo antes de la incorporación de agua y después. Por lo mismo, se cree que un evento de precipitación aislado no genera mucha más inestabilidad en la ladera que la ya generada por el paso del glaciar. Con esto se reafirma que las precipitaciones no fueron un desencadenante del deslizamiento Yerba Loca, sino que fueron necesarios múltiples factores.

Si bien el método de  $R_u$  es una metodología bastante simplificada, se puede generar un primer acercamiento al caso de infiltración de agua a través de las discontinuidades. Con respecto a lo mismo, el agua no solo fluye a través de las estructuras, sino que también en medios porosos como es el caso de la matriz de la toba, por lo que sería ideal considerar esta situación para futuras investigaciones.

No obstante, para la incorporación de agua, por lo menos en UDEC, es necesario un estudio hidrogeológico previo al modelamiento numérico, puesto que, si se quiere realizar un estudio formal, es pertinente poseer un conocimiento avanzado del agua subterránea en la zona de estudio, debido al alto número de parámetros que se solicitan.

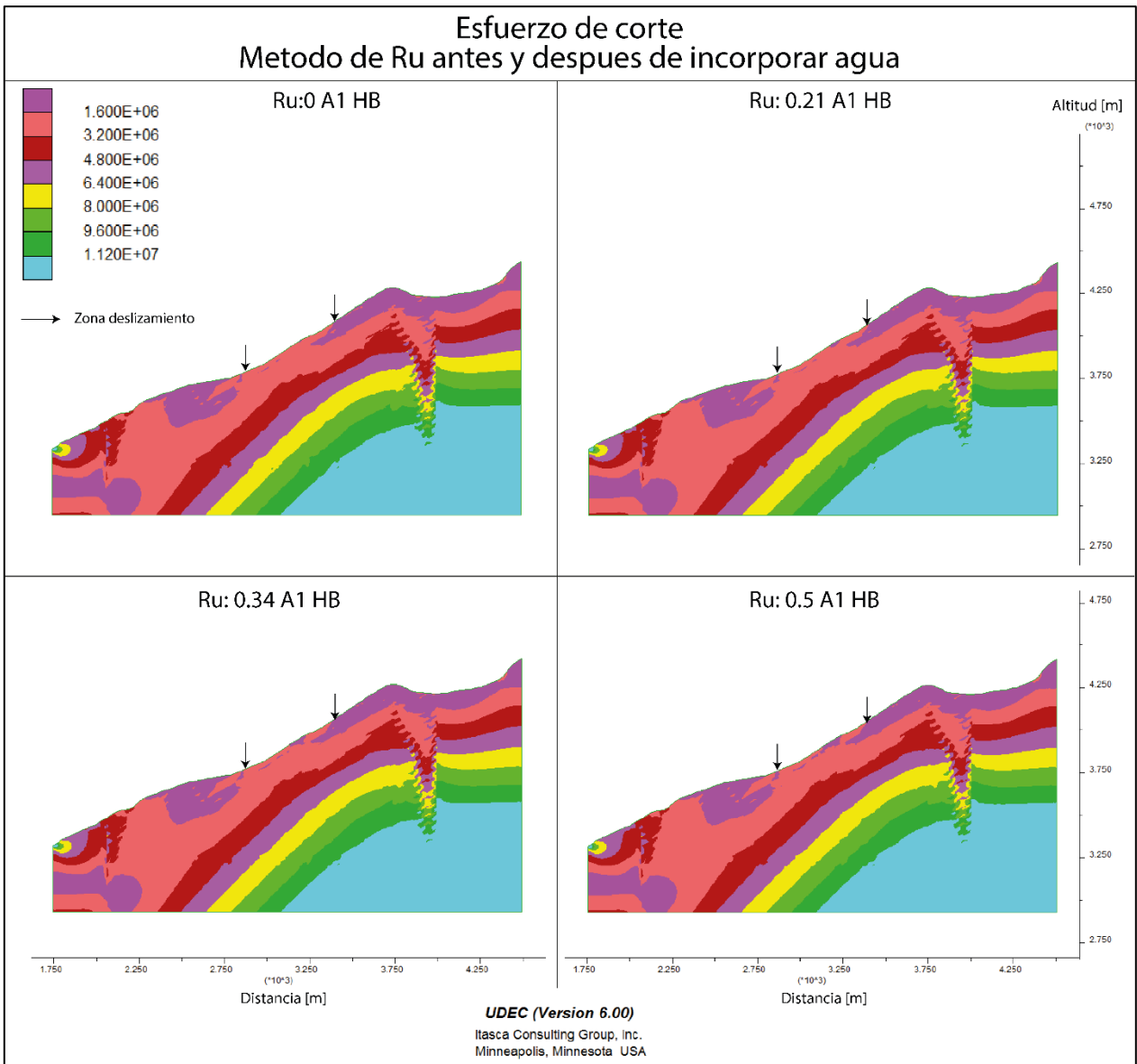


Figura 54: Efectos en el esfuerzo de corte frente a la incorporación de agua con el método de  $R_u$

#### 6.4. Traza de la superficie de falla

Se aprecia que la traza del plano del deslizamiento estimada a partir de SERNAGEOMIN (2019) coincide en la corona con los mayores valores de esfuerzo de corte en superficie para la configuración A.1 (Figura 46), no así para A.2 y A.3 (Figura 47 y Figura 48 respectivamente), donde los mayores esfuerzo de corte se desfasan de la corona, concentrándose a mayor altitud. Este contraste es uno de los motivos por lo que se cree que la configuración A.1 es el caso más representativo del deslizamiento.

El pie del deslizamiento estimado a partir de SERNAGEOMIN (2019) no concuerda con las configuración, en los dos primeros casos (A.1 y A.2) los mayores valores de esfuerzo de corte se extienden a menores altitudes, y para el último caso (A.3) la concentración de esfuerzo se limita en la zona superior, esto puede deberse a que

SERNAGEOMIN (2019) realiza una estimación del plano de falla en función de lo observado en terreno y modelos de elevación digital.

En base a los gráficos de diferencia de esfuerzos principales (esfuerzo de corte) se intenta reproducir la superficie asociada al plano del deslizamiento Yerba Loca. El inicio de la superficie concuerda con la traza documentada por SERNAGEOMIN (2019), no obstante, el pie del deslizamiento se extiende siguiendo los mayores valores de esfuerzo de corte, su profundidad se considera acorde a la estratificación ingresada al modelo numérico en UDEC.

A partir de la reproducción del plano del deslizamiento, se realiza un cálculo estimativo del volumen involucrado en la remoción en masa, obteniendo un valor casi 3 veces superior al estimado por SERNAGEOMIN (2019), a pesar de ello se mantiene en ordenes de magnitud de  $10^6$ .

Con lo observado, el modelo no indica la generación efectiva de la falla de la ladera, sin embargo, en el Anexo E se realiza un análisis de superficies de falla incorporando degradación en las condiciones de cohesión del material, en ellos se observa que cuando se disminuye la cohesión a  $1000 \text{ [KN/m}^2\text{]}$  (ver Figura 102) el factor de seguridad (FS) disminuye considerablemente con respecto los valores utilizados para el modelamiento numérico en UDEC (ver Figura 100), obteniendo un FS de 1.446. No obstante, cuando la cohesión disminuye a  $400 \text{ [KN/m}^2\text{]}$  (ver Figura 103), una superficie de mayor área a la estimada en el presente trabajo colapsaría, con un FS igual a 0.982. Por lo tanto, no es necesario llegar al valor de cohesión utilizado por SERNAGEOMIN (2019) para que la ladera se encuentra en un estado inestable previo al movimiento principal, sin embargo, fue necesario una disminución considerable de la cohesión para que esto sucediera. Es importante destacar que no es posible ingresar las discontinuidades al Slide, lo cual puede ser un factor preponderante a la hora de calcular el FS, sobre todo cuando se ha estimado que este deslizamiento posee un control estructural.

Otra observación con respecto a este análisis es que a medida que se disminuye la cohesión, la superficie con menor FS se va ajustando cada vez mejor al plano del deslizamiento Yerba Loca estimado en el presente estudio. Esto reafirma el hecho de que esta zona se encuentra propensa a un colapso a medida que se va degradando la cohesión, considerando además un tabla de agua que representa la humedad en el sector del deslizamiento.

## 8. Conclusiones

En el presente trabajo se realizó un modelamiento numérico 2D de estabilidad en laderas en ambiente paraglaciar, tomando el deslizamiento Yerba Loca como caso de estudio. La investigación cuenta con dos grandes ejes principales, en primer lugar, se reconstruyeron los glaciares que abarcaron gran parte del valle del estero Yerba Loca, en segundo lugar, se modeló la ladera involucrada en el deslizamiento Yerba Loca incorporando los efectos del retroceso glaciar.

El glaciar recto representa una masa de hielo que cubre gran parte del valle del estero Yerba Loca desde los 4200 m s.n.m., este modelo permite validar la morfología de un glaciar de valle. En total se generan 6 modelos válidos que son analizados en el software UDEC, esta herramienta que utiliza el método de elementos distintos genera resultados que permiten estudiar el comportamiento de la ladera en función de los cambios de la carga glaciar.

Los resultados generales son:

1. Redistribución de esfuerzos en todos los modelos acorde a la carga glaciar, confirmando influencia del retroceso glaciar en la estabilidad de la ladera.
2. Una vez descargado totalmente el glaciar del talud, el comportamiento del glaciar recto es similar a los otros ensayos registrados en Anexo D.2, debido a que el modelo constitutivo utilizado no integra una disminución de los parámetros de la roca producto de la erosión glaciar.
3. Los esfuerzos principales cambian en el modelo cuando se modifica la configuración del bloque, vale decir, para los casos A.1, A.2 y A.3, en donde se varía la continuidad de las estratificaciones. Siendo el modo 2 del glaciar recto en el valle A.1 (Figura 41) el modelo más representativo con respecto a la concentración de esfuerzo en la zona del deslizamiento Yerba Loca.
4. Siguiendo la concentración de esfuerzos de corte, se reproduce una superficie rotacional posiblemente asociadas al plano de falla del deslizamiento Yerba Loca.
5. Se cree que el deslizamiento Yerba Loca posee un gran control estructural en su desarrollo debido a que el modelo sin estratificación (Figura 74), muestra concentración de esfuerzos desfasadas con respecto a la zona afectada, mientras que modelos con estratificación incorporada (Figura 33 y Figura 73), se correlacionan casi de forma perfecta.

Se concluye que existe una relación entre el ambiente paraglaciar y el deslizamiento Yerba Loca, considerando al glaciar como un factor preparatorio para la generación de la remoción en masa.

En el proceso del presente trabajo se identificaron los parámetros constitutivos relevantes para el estudio. Con esto, fue factible realizar modelos numéricos que permitieron acercarse a la realidad de la mejor manera posible, con exitosos resultados para el caso estático con el modelo constitutivo Hoek-Brown, y la implementación del modelo dinámico para diferentes escenarios glaciares. A través de los resultados se caracterizó el posible comportamiento del deslizamiento Yerba Loca, mediante el análisis de la redistribución de esfuerzos de cortes. Por lo tanto, se cumplió con cada objetivo propuesto.

El presente estudio puede ser de utilidad como punto de partida para futuras investigaciones sobre el deslizamiento Yerba Loca, o como comparación con remociones en masa en ambientes similares. Además, es apropiado para investigadores que se estén iniciando en el modelamiento numérico con el software UDEC, sobre todo con casos donde se quiera estudiar la estabilidad de taludes en ambientes paraglaciares.

## 8.1. Recomendaciones

Si bien los modelamientos numéricos son de mucha utilidad en el presente para comprender ciertos procesos, es necesario tener en cuenta que son una aproximación de la realidad. Sabiendo esto, antes de iniciar el modelo se recomienda conocer lo más posible sobre la zona de estudio, dando énfasis en los parámetros geotécnicos, ya que esto será el punto de partida para obtener mejores resultados.

Es importante tener un conocimiento previo del software a utilizar, ya que cada uno tendrá sus requisitos y/o simplificaciones que son relevantes de conocer y esto mejorara la interpretación de los resultados. Además, permitirá mayor fluidez al momento de realizar la investigación. Para el caso particular de UDEC, no es necesario un topografía tan detallada, por lo que es aconsejable simplificar el modelo. Esto dependerá de cada software, pero de todas maneras es siempre recomendable partir con algo básico.

En el presente estudio no se agregaron los esfuerzos in situs de la zona de estudio. Esta condición de borde es relevante para conseguir un modelo estático mucho más rápido ya que se estará representando de mejor forma la realidad, por eso se recomienda dentro de lo posible ingresarlos.

Con respecto al modelo dinámico, es sumamente importante realizar un reconocimiento previo acerca de la glaciología en la zona de estudio que facilite la incorporación del glaciar a UDEC, quizás con más información también se puedan agregar etapas de cargas y descargas glaciar.

Gramiger et al. (2017, 2020) menciona que hay otros factores probablemente más significativos en el impacto sobre las laderas que solo la carga glaciar, estos son las variaciones del agua subterránea a medida que el glaciar desciende y los cambios de temperatura que afectan al macizo rocoso. Por lo cual, se recomienda agregar los efectos del agua y el input térmico. Con respecto a esto último, es aconsejable poseer un conocimiento detallado de la hidrogeología del área de estudio puesto que el software UDEC solicitará parámetros que son difíciles de obtener en bibliografía y si es factible, probablemente solo se ajuste a zonas concretas. Algunos de estos parámetros son caudal de infiltración, tiempo, altura del nivel freático, entre otros.

En el caso particular del deslizamiento Yerba Loca, se recomienda caracterizar de mejor forma las estructuras que rigen esta remoción en masa, y con esto poder ingresar con mayor conocimiento los parámetros de las discontinuidades al UDEC.

Por último, se recomienda probar otro modelo constitutivo como Strain-Hardening/Softening teniendo conocimientos previos de como varían los parámetros de un macizo rocoso al verse afectados por el paso de un glaciar. Este permitiría plasmar el desgaste de la roca en los resultados finales.



## 9. Bibliografía

- Asprouda, P. (2007). Distinct Element Simulation of the February 17th, 2006, Leyte, Philippines Rockslide (Doctoral dissertation, Virginia Tech).
- Augenti, N., & Parisi, F. (2011). Constitutive modelling of tuff masonry in direct shear. *Construction and Building Materials*, 25(4), 1612-1620.
- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., y Farinotti, D. (2020). Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *Cryosphere*, 14 (6), 2005–2027. doi: 10.5194/tc-14-2005-2020
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18-19), 1935–2017. doi:10.1016/s0277-3791(02)00005-7
- Bandis, S. C., Lumsden, A. C., & Barton, N. R. (1983, December). Fundamentals of rock joint deformation. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 20, No. 6, pp. 249-268). Pergamon.
- Barahim, A. A., Al-Akhaly, I. A., & Is' haq, R. S. (2017). Engineering properties of volcanic tuff from the western part of Yemen. *Sultan Qaboos University Journal for Science [SQUJS]*, 22(2), 81-88.
- Barcaza, G., Nussbaumer, S. U., Tapia, G., Valdés, J., García, J. L., Videla, Y., Albornoz, A. & Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58 (75), 166–180. doi: 10.1017/aog.2017.28
- Burgos, K. (2022). ESTUDIO DE FALLA DE TALUD DEL 16.12.2017 EN VILLA SANTA LUCIA. [Memoria para optar al título de Geóloga]. Universidad de Chile.
- Campos, N. (2020). Revisión de procedimientos metodológicos para la reconstrucción glaciaria y el cálculo de la altitud de la línea de equilibrio. *Revista de Geografía Norte Grande*, (76), 321-350.
- Campos, N., Palacios, D., & Tanarro, L. M. (2019). Glacier reconstruction of La covacha massif in Sierra de Gredos (central Spain) during the last glacial maximum. *Journal of Mountain Science*, 16(6), 1336-1352.
- Carr, S. J., Lukas, S., & Mills, S. C. (2010). Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(9), 1103-1115.
- Carrasco, J. (2022). APLICACIÓN DE INTERFEROMETRÍA RADAR DE APERTURA SINTÉTICA (INSAR) EN TRES EVENTOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LOS ANDES CHILENOS. [Memoria para optar al título de Geóloga]. Universidad de Chile.
- Charrier, R., Iturrizaga, L., Carretier, S., & Regard, V. (2019). Geomorphologic and Glacial Evolution of the Cachapoal and southern Maipo catchments in the Andean Principal Cordillera, Central Chile (34°-35° S). *Andean Geology*, 46(2), 240-278.

- Church, M., & Ryder, J. M. (1972). Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3059. doi:10.1130/0016-7606(1972)83[3059:psacof]2.0.co;2
- Cruden, D. 1991. A simple definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 43: 27-29.
- CONAF. (1984). *Geología del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca (Inf. Téc.)*. Corporación Nacional Forestal.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D. L., & Carcaillet, J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuttrressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): evidence from field data and <sup>10</sup>Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95(1-2), 3-26.
- Cuffer, K.M., & Paterson, W.S.B. (2010). *The Physics of glaciers*. (4ta ed). Butterwoth-Heinemann.
- Daemen, J., Danko, G., & Smiecinski, A. (2004). Experimental determination of stiffness of joints in welded Tuff. [https://digitalscholarship.unlv.edu/yucca\\_mtn\\_pubs/76/](https://digitalscholarship.unlv.edu/yucca_mtn_pubs/76/)
- Deline, P., Gruber, S., Amann, F., Bodin, X., Delaloye, R., Failletaz, J., ... & Weber, S. (2021). Ice loss from glaciers and permafrost and related slope instability in high-mountain regions. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters* (pp. 501-540). Elsevier.
- DGA. (2008). Investigación de nieves y escorrentía de deshielo en la cuenca alta del río Aconcagua. Aplicación de modelos de simulación nival y de pronóstico de volúmenes de deshielo (Inf. Téc.). Dirección General de Aguas.
- DGA (2014). Inventario Público de Glaciares. Información solicitada por Ley de Transparencia, 8 de febrero de 2022. Unidad de Glaciología y Nieves, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile.
- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3-4), 158-169.
- Escudero, I. (2017). MODELAMIENTO DINÁMICO MEDIANTE ELEMENTOS DISCRETOS DEL DESLIZAMIENTO DE ROCA DE PUNTA COLA GENERADO POR EL TERREMOTO DEL FIORDO AYSÉN DEL 2007. [Memoria para optar al título de Geólogo]. Universidad de Chile.
- Farías-Barahona, D., Ayala, Á., Bravo, C., Vivero, S., Seehaus, T., Seehaus, T., Vijay, S., Shaefer, M., Buglio, F., Casassa, G. & Braun, M. H. (2020). 60 years of glacier elevation and mass changes in the Maipo River Basin, Central Andes of Chile. *Remote Sensing*, 12(10), 1658.
- Florineth, D., & Schlüchter, C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 91, 391–407.

- Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- García, M. (2016). ANÁLISIS DINÁMICO DE UN DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL DE ROCA PROVOCADO POR ACCIÓN SÍSMICA MEDIANTE EL USO DE ELEMENTOS DISCRETOS. [Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, Mención Geología]. Universidad de Chile.
- Grämiger, L. M., Moore, J. R., Gischig, V. S., Ivy-Ochs, S., & Loew, S. (2017). Beyond debulking: Mechanics of paraglacial rock slope damage during repeat glacial cycles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(4), 1004-1036. doi: 10.1002/2016JF003967
- Grämiger, L. M., Moore, J. R., Gischig, V. S., Loew, S., Funk, M., & Limpach, P. (2020). Hydromechanical rock slope damage during Late Pleistocene and Holocene glacial cycles in an Alpine valley. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. doi:10.1029/2019jf005494
- Gruber, S., & Haeberli, W. (2009). Mountain permafrost. In *Permafrost soils* (pp. 33-44). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6(1), 221-233. <http://www.geo.uzh.ch/microsite/cryodata>.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). Ingeniería geológica. Editorial Prentice Hall. 715 p.
- Gündoğdu, B. (2011). Relations between pore water pressure, stability and movements in reactivated landslides. [Tesis para optar al título de magister en Ciencias en Ingeniería Civil]. Middle East Technical University. Turquía.
- Harris, S. A., French, H. M., Heginbottom, J. A., Johnston, G. H., Ladanyi, B., Sege, D. C., & Van Everdingen, R. O. (1988). Glossary of permafrost and related ground-ice terms, National Research Council of Canada, Associate Committee on Geotechnical Research. Permafrost Subcommittee.
- Hartmeyer, I., Delleske, R., Keuschnig, M., Krautblatter, M., Lang, A., Schrott, L., and Otto, J.-C. (2020). Current glacier recession causes significant rockfall increase: the immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls, *Earth Surf. Dynam.*, 8, 729–751, <https://doi.org/10.5194/esurf-8-729-2020>, 2020.
- Hauser, A. (2000). Remociones en masa en Chile (versión actualizada). Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Heap, M. J., Baud, P., Meredith, P. G., Vinciguerra, S., & Reuschlé, T. (2014). The permeability and elastic moduli of tuff from Campi Flegrei, Italy: implications for ground deformation modelling. *Solid Earth*, 5(1), 25-44.
- Herrera Ossandón, M. (2016). 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], Universidad de Chile.

- Highland, L., & Bobrowsky, P. T. (2008). *The landslide handbook: a guide to understanding landslides* (p. 129). Reston: US Geological Survey.
- Hulton, N. Sugden, D.E., Payne, A.J. and Clapperton, C.M. 1994: Glacier modelling and the climate of Patagonia during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 42: 1–19.
- Hulton, N.R.J., Purves, R.S., McCulloch, R.D., Sugden, D.E. and Bentley, M.J. 2002: The last glacial maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 21: 233–241.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- Itasca. (2014). *Universal Distinct Element Code, Version 6.0 User's Manual*. Itasca Consulting Group Inc. Minneapolis, Minnesota.
- Itasca. (2019). *Distinct Element Method in UDEC*. <https://www.itasca.cl/software/udec>
- Kelly, M. A., Buoncristiani, J.-F., & Schlüchter, C. (2004). A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(1), 57–75. doi:10.1007/s00015-004-1109-6
- Krautblatter, M., & Leith, K. (2015). Glacier- and permafrost-related slope instabilities. *THE HIGH-MOUNTAIN CRYOSPHERE*, 147–165. doi:10.1017/cbo9781107588653.009
- Kuhle, M. (2001). The maximum Ice Age (LGM) glaciation of the Central- and South Karakorum: an investigation of the heights of its glacier levels and ice thicknesses as well as lowest prehistoric ice margin positions in the Hindukush, Himalaya and in East-Tibet on the Minya Konka-massif. *GeoJournal* 54, 107. <https://doi.org/10.1023/A:1021307330169>
- Li, C. C. (2017). Numerical Modeling. *Rockbolting*, 201–213. doi:10.1016/b978-0-12-804401-8.00008-9
- McColl, S. T., Davies, T., y McSaveney, M. (2010). Glacier retreat and rock-slope stability: debunking debuttering. *Association for Engineering Geology and the Environment, Auckland, New Zealand*, 467–474.
- McColl, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154, 1–16. doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.015
- Marangunic, C., Ugalde, F., Apey, A., Armendáriz, I., Bustamante, M., Peralta, C. (2021). Capítulo 2: Glaciares en la cuenca alta del río Mapocho: variaciones y características principales. En Anglo American, R. Ascanio (Ed.), *Ecosistemas de montaña de la cuenca alta del río Mapocho* (46-80).

- Marshall, S. J., James, T. S., & Clarke, G. K. C. (2002). North American Ice Sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 175–192. doi:10.1016/s0277-3791(01)00089-0
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., y Aravena, J. C. (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281 (3-4), 242–268. doi: 10.1016/j.palaeo.2009.08.006
- Montserrat, S., Quezada, A., Dionizis, D., Ojeda, P., Lagos-Zuñiga, M. (2021). Capítulo 1: Hidrología y química de aguas en la cuenca alta del río Mapocho. En Anglo American, R. Ascanio (Ed.), *Ecosistemas de montaña de la cuenca alta del río Mapocho* (26-45).
- Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., & Fanning, C. M. (2009). New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°45'-34°30'S). En XII Congreso Geológico Chileno (No. 12, pp. 8-008).
- Pearce, DM., Ely, JC., Barr, ID. & Boston, CM (2017) Glacier Reconstruction. In: *Geomorphological Techniques*. British Society for Geomorphology, pp. 1-16.
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., ... Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55–62. doi:10.1016/j.cageo.2015.05.005
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C. R., ... Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences*, 94, 77–85. doi:10.1016/j.cageo.2016.06.008
- Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. 2007. *Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 4, 432 p. 30.
- Read, J., & Stacey, P. (2009). Guidelines for open pit slope design.
- Ribeiro, P. C. P. D. S., Oliveira, M. M., & Nelson, P. (2016, October). Correlation between uniaxial compressive strength and Brazilian tensile strength using different rock types. In *ISRM VII Brazilian Symposium on Rock Mechanics-SBMR 2016*. OnePetro.
- Rivillo, V. (2019). *MODELAMIENTO NUMÉRICO 2D DE EFECTOS DE INCORPORACIÓN DE AGUA EN LA ESTABILIDAD DE LADERAS ROCOSAS*. [Memoria para optar al título de Geóloga]. Universidad de Chile.
- Ryder, J. M., 1971a, The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in southcentral British Columbia: *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 8, p. 279-298.
- Ryder, J. M., 1971b, Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in southcentral British Columbia: *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 8, p. 1252-1264.
- SERNAGEOMIN, (2018). *Minuta Técnica por remoción en masa en el estero Yerba Loca, comuna de Lo Barnechea*. Santiago, Chile.

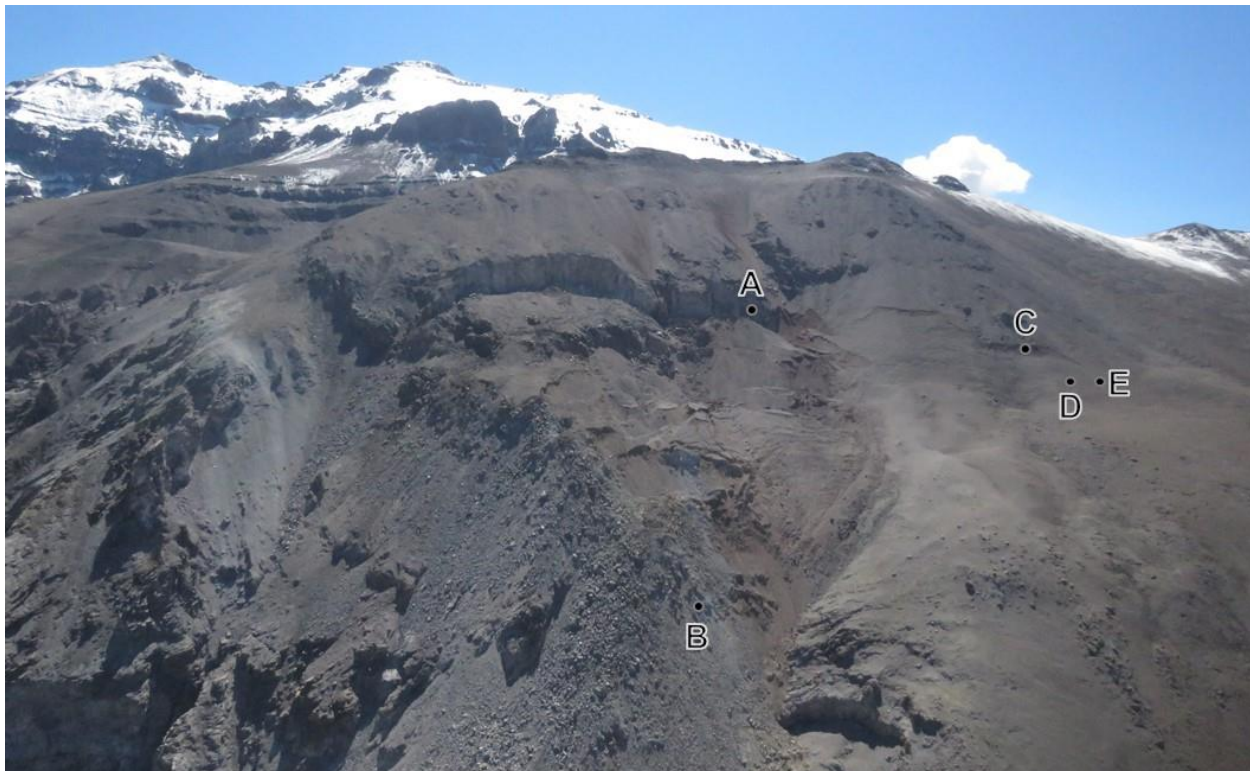
- SERNAGEOMIN, (2019). REMOCIÓN EN MASA EN SANTUARIO DE LA NATURALEZA YERBA LOCA. Santiago, Chile.
- Sepúlveda, S., Alfaro, A., Lara, M., Carrasco, J., Olea-Encina, P., Rebolledo, S., & Garcés, M. (2020). An active large rock slide in the Andean paraglacial environment: The Yerba Loca landslide, central Chile. *Landslides*, Springer Nature.
- Slaymaker, O. (2009). Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geological Society, London, Special Publications*, 320(1), 71–84. doi:10.1144/sp320.6
- Thiele, R. (1980). Geología de la Hoja Santiago: Región Metropolitana, escala 1:250.000. *Carta Geológica de Chile: n.39*. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Tobar, C. (2021). MODELAMIENTO NUMÉRICO 2D DE ESTABILIDAD DE LADERAS EN AMBIENTES PARAGLACIARES: CASO DEL DESLIZAMIENTO DEL ESTERO PARRAGUIRRE, SAN JOSÉ DE MAIPO. [Memoria para optar al título de Geólogo]. Universidad de Chile.
- Valenzuela-Astudillo, H. C. (2020). Los glaciares rocosos del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, comuna de Lo Barnechea, Región Metropolitana.
- Vanegas, C. (2010). Estudio sobre criterios de rotura mediante métodos tenso deformacionales y métodos de equilibrio límite para un macizo rocoso con aplicación al talud izquierdo del cuenco dissipador del proyecto hidroeléctrico mazar. Proyecto de graduación previo a la obtención del grado de Magister en Geología Aplicada y Geotecnia. Cuenca, Ecuador.
- Wieczorek, G. F. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 4-Landslide triggering mechanisms. *Transportation Research Board Special Report*, (247).
- Wohletz, K. (2006). Chapter 2.3 Fractures in welded tuff. *Special Paper 408: Tuffs - Their Properties, Uses, Hydrology, and Resources*, 17–31. doi:10.1130/2006.2408(2.3)
- Yan, Fei & Feng, Xia-Ting & Chen, Rong & Xia, Kaiwen & Jin, Changyu. (2012). Dynamic Tensile Failure of the Rock Interface Between Tuff and Basalt. *Rock Mechanics and Rock Engineering*. 45. 341-348. 10.1007/s00603-011-0177-y.
- Zafarparandeh, I., & Lazoglu, I. (2012). Application of the finite element method in spinal implant design and manufacture. *The design and manufacture of medical devices*, 153-183.

## Anexos

### Anexo A. Observaciones de terreno

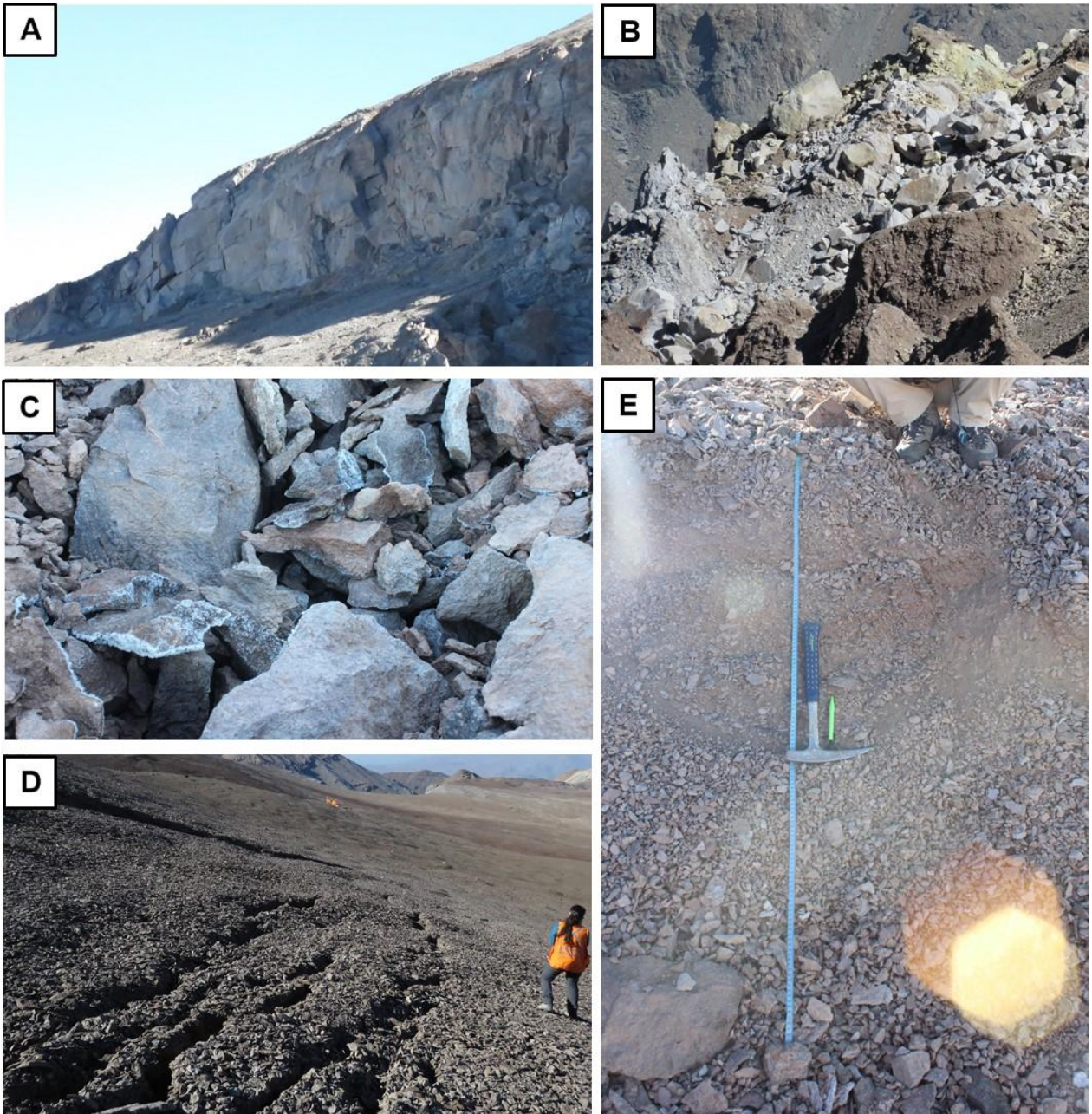
El día 29 de enero del 2022 se realizó la visita al deslizamiento Yerba Loca, esto permitió conocer el estado actual de la remoción en masa, en donde se reconoció la extensión del escarpe principal y nuevas grietas hacia la zona sur del deslizamiento (punto C. *Figura 55*)

A continuación, se muestra un resumen de la salida a terreno realizado por Carrasco (2022)



*Figura 55: Vista frontal de la remoción en masa. Los puntos de interés se describen en la siguiente figura. Imagen capturada en terreno el 29 de enero del 2022 (Extraído de Carrasco, 2022)*





*Figura 56: A. Escarpe principal con roca toba expuesta. B. Posible presencia de ignimbrita alterada en la base del deslizamiento. C. Presencia de hielo y humedad en los bloques. D. Grietas con abertura de 10-23 cm y 40 cm de profundidad en la zona sur de propagación. E. Propagación del escarpe principal con desplazamiento de 1.5 m. Imágenes capturadas en conjunto con Javiera Carrasco el 29 de enero del 2022. (Extraído de Carrasco, 2022)*

Además de las observaciones de la Figura 56, se obtuvo tres parámetros importantes para la realización del modelo:

- Litología: Toba soldada (Figura 57)
- UCS: 100Mpa
- GSI: ~55

La muestra obtenida (MYL) se aprecia en la Figura 57, a esta se le realizó una estimación de la resistencia a la compresión simple a partir de índices de campo (ISRM,



1981 como se cita en González de Vallejo et al., 2002). La cual requirió más de un golpe con el martillo para fracturarse, por lo tanto, se estima un UCS de 100 MPa.

Por último, a partir de fotografías del escarpe principal, como se muestra en la Figura 49, se estima un rango del Índice de Resistencia Geológica entre 65-45, ya que se aprecia de roca fractura a muy fractura y el estado de la superficie es de bueno a regular. Para efecto del modelo en UDEC, se escoge el promedio del rango, obteniendo un GSI de 55.



*Figura 57: Muestra MYL obtenida desde la propagación del escarpe principal del deslizamiento Yerba Loca (Punto C. Figura 55)*



*Figura 58: Cálculo de GSI a través de fotografía del escarpe principal con roca expuesta*

## Anexo B. Morfología cuenca

Se realiza un estudio geomorfológico de la cuenca del estero Yerba Loca a través de perfiles transversales al valle, con esto se realiza una identificación para reconocer la forma en "V" y en "U", y determinar aproximadamente el alcance de los glaciares en la zona de estudio. En la Figura 59 se aprecian los perfiles en planta que luego fueron levantadas en las Figura 60, Figura 61, Figura 62 y Figura 63.

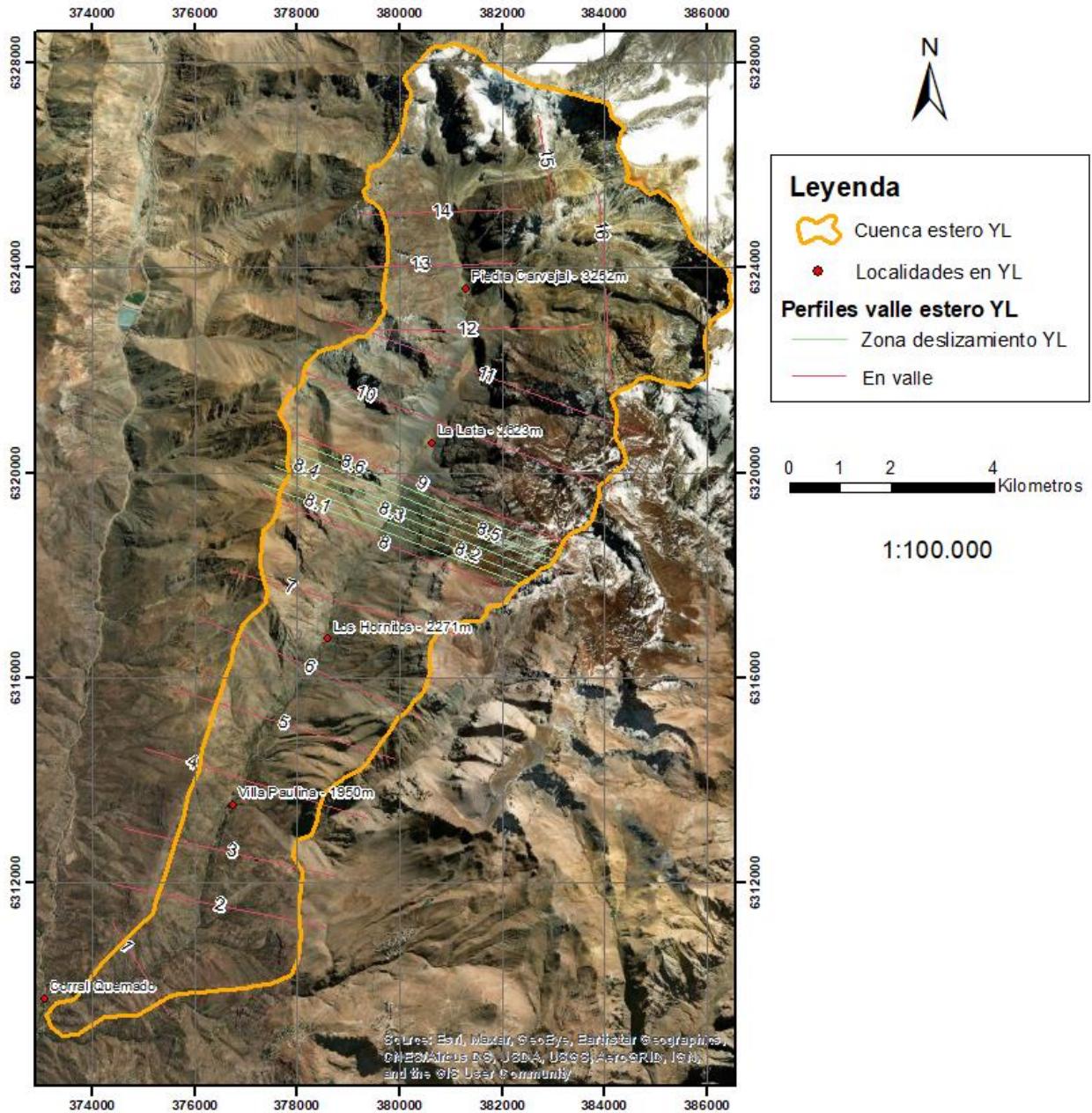


Figura 59: Perfiles a lo largo del valle del estero Yerba Loca



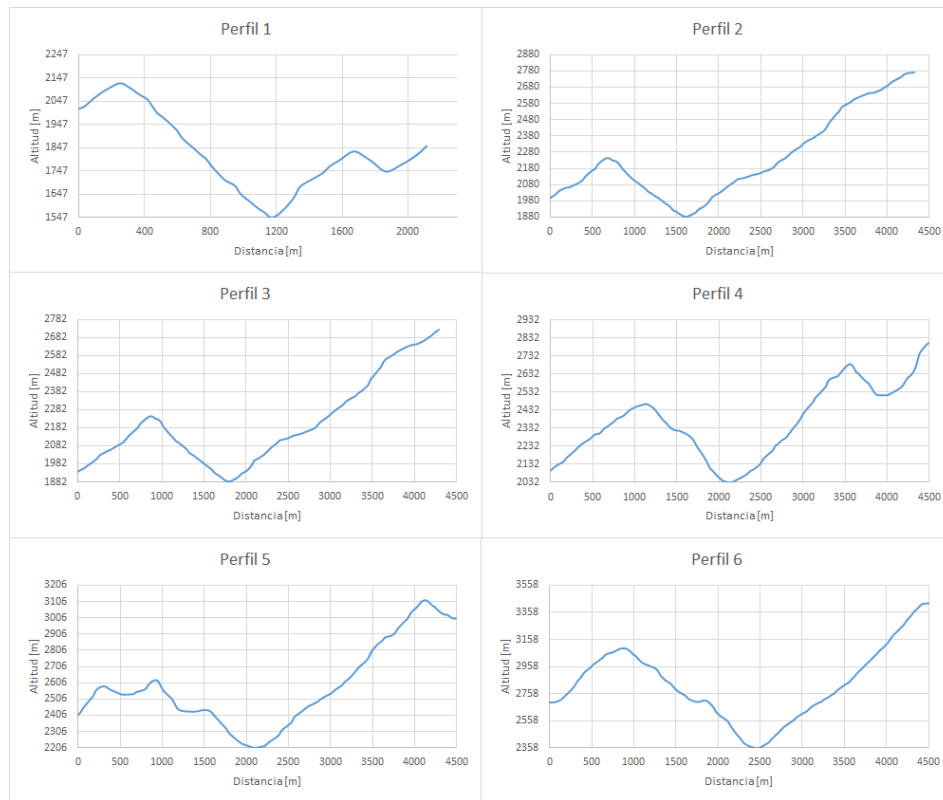


Figura 60: Morfología valle estero YL perfil del 1 al 6

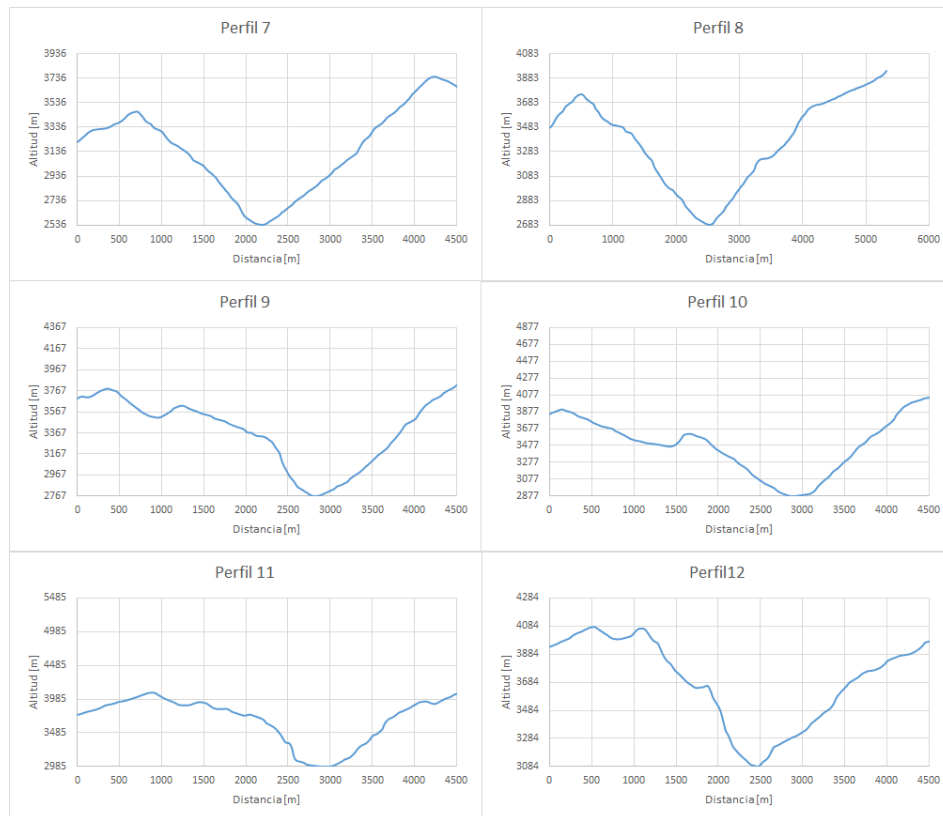


Figura 61: Morfología valle estero YL perfil del 7 al 12

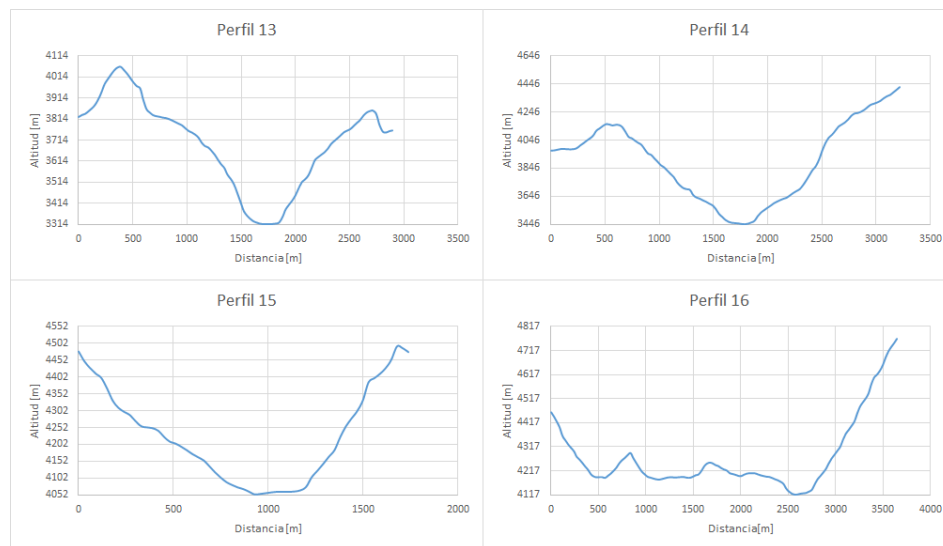


Figura 62: Morfología valle estero YL perfil del 13 al 16

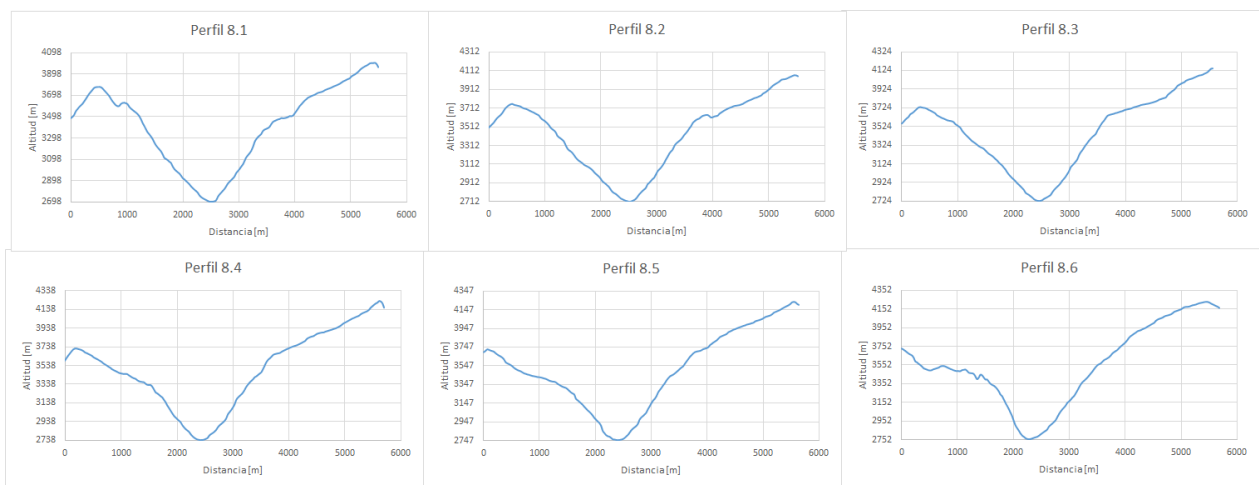


Figura 63: Morfología valle estero YL perfil del 8.1 al 8.6

Es evidente que entre perfil 1 y 3 se tiene un valle en forma de "V", no obstante, desde el perfil 4 ya comienza una leve forma en "U" que se intensifica en el perfil 9 hasta el fondo del valle (perfil 16). Entre el perfil 8 y 9 se realizan 6 perfiles más para ver en detalle la morfología justo en la zona del deslizamiento Yerba Loca. En la Figura 63, se observa que la forma en "U" se profundiza en el perfil 8.4.

Cabe destacar que se tienen indicio de glaciares hasta Villa Paulina (Conaf, 1984), lo cual concuerda con un cambio en la morfología del valle justo en el perfil 4, a pesar de que la forma no sea tan clara como al fondo del valle, esto también puede deberse a un retrabajo posterior en la zona que va "tapando" la evidencia glaciar.

## Anexo C. Modelo Estático UDEC

### Anexo C.1: Topografía de los perfiles

X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]
0.0	2706.6	587.3	2688.7	1174.5	2972.1	1761.8	3339.1	2349.1	3624.4
12.5	2702.3	599.8	2693.3	1187.0	2978.6	1774.3	3346.9	2361.6	3629.4
25.0	2698.4	612.3	2698.8	1199.5	2984.5	1786.8	3354.1	2374.1	3637.1
37.5	2695.9	624.8	2704.3	1212.0	2989.7	1799.3	3359.7	2386.6	3643.0
50.0	2694.9	637.3	2710.6	1224.5	2994.0	1811.8	3364.5	2399.1	3646.7
62.5	2693.9	649.7	2717.2	1237.0	2998.4	1824.3	3369.3	2411.6	3650.1
75.0	2690.3	662.2	2724.3	1249.5	3004.6	1836.8	3373.9	2424.1	3654.1
87.5	2684.2	674.7	2731.9	1262.0	3011.7	1849.3	3378.2	2436.6	3657.6
100.0	2678.0	687.2	2739.8	1274.5	3018.9	1861.8	3383.0	2449.1	3661.4
112.5	2670.8	699.7	2747.7	1287.0	3024.5	1874.3	3387.3	2461.5	3665.5
125.0	2664.6	712.2	2754.3	1299.5	3030.3	1886.8	3393.3	2474.0	3670.6
137.4	2660.4	724.7	2758.6	1312.0	3036.3	1899.3	3400.2	2486.5	3675.2
149.9	2657.4	737.2	2762.6	1324.5	3043.5	1911.8	3407.4	2499.0	3679.2
162.4	2655.5	749.7	2766.4	1337.0	3051.4	1924.3	3413.4	2511.5	3683.3
174.9	2654.3	762.2	2769.9	1349.5	3058.4	1936.7	3419.9	2524.0	3687.5
187.4	2654.0	774.7	2774.9	1362.0	3064.3	1949.2	3424.9	2536.5	3692.2
199.9	2652.5	787.2	2780.8	1374.5	3069.9	1961.7	3428.8	2549.0	3696.5
212.4	2650.5	799.7	2787.8	1387.0	3075.5	1974.2	3433.9	2561.5	3701.0
224.9	2648.3	812.2	2796.8	1399.5	3081.5	1986.7	3440.4	2574.0	3706.1
237.4	2646.1	824.7	2805.0	1412.0	3089.9	1999.2	3447.0	2586.5	3708.8
249.9	2644.0	837.2	2812.3	1424.4	3098.8	2011.7	3454.4	2599.0	3711.3
262.4	2642.1	849.7	2817.6	1436.9	3106.9	2024.2	3462.6	2611.5	3713.6
274.9	2640.7	862.2	2823.2	1449.4	3114.9	2036.7	3470.4	2624.0	3714.7
287.4	2639.5	874.7	2828.2	1461.9	3122.0	2049.2	3477.5	2636.5	3716.0
299.9	2639.1	887.2	2833.0	1474.4	3130.1	2061.7	3484.6	2649.0	3717.9
312.4	2639.9	899.7	2838.9	1486.9	3138.0	2074.2	3492.4	2661.5	3719.8
324.9	2641.5	912.1	2845.1	1499.4	3144.9	2086.7	3499.4	2674.0	3721.3
337.4	2644.1	924.6	2852.1	1511.9	3151.1	2099.2	3506.4	2686.5	3722.6
349.9	2647.2	937.1	2859.9	1524.4	3158.8	2111.7	3514.2	2699.0	3724.3
362.4	2648.6	949.6	2867.5	1536.9	3168.8	2124.2	3521.9	2711.4	3726.2
374.9	2650.7	962.1	2875.8	1549.4	3180.1	2136.7	3526.9	2723.9	3728.6
387.3	2652.9	974.6	2883.9	1561.9	3191.7	2149.2	3529.4	2736.4	3730.9
399.8	2655.1	987.1	2891.3	1574.4	3203.0	2161.7	3531.2	2748.9	3732.4
412.3	2658.0	999.6	2896.7	1586.9	3214.1	2174.2	3531.9	2761.4	3733.9
424.8	2660.2	1012.1	2901.3	1599.4	3224.6	2186.7	3533.0	2773.9	3735.4
437.3	2662.7	1024.6	2906.2	1611.9	3234.1	2199.1	3537.9	2786.4	3736.7
449.8	2665.5	1037.1	2910.7	1624.4	3243.4	2211.6	3548.6	2798.9	3739.5
462.3	2667.9	1049.6	2916.5	1636.9	3252.5	2224.1	3560.5	2811.4	3743.9
474.8	2669.9	1062.1	2923.0	1649.4	3259.9	2236.6	3571.4	2823.9	3748.9
487.3	2671.7	1074.6	2929.5	1661.9	3265.7	2249.1	3580.4	2836.4	3753.5
499.8	2672.8	1087.1	2935.7	1674.4	3270.5	2261.6	3588.3	2848.9	3758.0
512.3	2674.4	1099.6	2941.0	1686.8	3275.6	2274.1	3596.3	2861.4	3760.7
524.8	2676.6	1112.1	2945.1	1699.3	3284.3	2286.6	3603.6	2873.9	3763.6
537.3	2678.5	1124.6	2948.6	1711.8	3294.0	2299.1	3609.7	2886.4	3767.1
549.8	2680.4	1137.1	2952.9	1724.3	3305.2	2311.6	3614.9	2898.9	3771.2
562.3	2682.2	1149.6	2958.2	1736.8	3318.1	2324.1	3618.6	2911.4	3775.7
574.8	2685.0	1162.0	2964.8	1749.3	3329.8	2336.6	3621.8	2923.9	3781.3

Figura 64: Coordenadas (x,y) topografía inicial

X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]
2936.4	3789.4	3511.1	4146.5	4085.9	4226.5	4660.7	4527.0	5235.5	4704.9
2948.9	3797.8	3523.6	4153.7	4098.4	4230.4	4673.2	4533.8	5248.0	4709.4
2961.4	3804.8	3536.1	4161.1	4110.9	4233.5	4685.7	4537.8	5260.5	4714.2
2973.8	3810.5	3548.6	4168.5	4123.4	4236.5	4698.2	4540.0	5273.0	4717.9
2986.3	3816.6	3561.1	4176.3	4135.9	4238.6	4710.7	4541.6	5285.5	4720.8
2998.8	3822.7	3573.6	4185.1	4148.4	4239.9	4723.2	4542.7	5297.9	4723.6
3011.3	3830.2	3586.1	4193.6	4160.9	4241.1	4735.7	4544.2	5310.4	4726.9
3023.8	3838.4	3598.6	4201.9	4173.4	4241.4	4748.2	4545.8	5322.9	4729.5
3036.3	3847.2	3611.1	4210.1	4185.9	4241.7	4760.7	4548.5	5335.4	4732.4
3048.8	3857.2	3623.6	4218.5	4198.4	4243.3	4773.2	4552.8	5347.9	4736.2
3061.3	3866.1	3636.1	4226.0	4210.9	4245.0	4785.6	4557.7	5360.4	4740.3
3073.8	3874.8	3648.6	4232.3	4223.4	4246.9	4798.1	4561.8	5372.9	4745.9
3086.3	3883.7	3661.1	4238.6	4235.9	4248.7	4810.6	4566.1	5385.4	4752.6
3098.8	3892.2	3673.6	4245.0	4248.4	4251.1	4823.1	4569.6	5397.9	4759.1
3111.3	3900.7	3686.1	4251.3	4260.8	4254.5	4835.6	4574.0	5410.4	4765.0
3123.8	3909.1	3698.6	4257.3	4273.3	4259.1	4848.1	4579.3	5422.9	4770.4
3136.3	3917.1	3711.1	4262.4	4285.8	4264.7	4860.6	4584.5	5435.4	4775.2
3148.8	3925.2	3723.6	4266.6	4298.3	4270.7	4873.1	4587.8	5447.9	4778.8
3161.3	3933.2	3736.1	4270.2	4310.8	4277.3	4885.6	4591.1	5460.4	4782.5
3173.8	3940.2	3748.5	4271.5	4323.3	4283.0	4898.1	4594.3	5472.9	4785.4
3186.3	3948.2	3761.0	4271.3	4335.8	4288.0	4910.6	4598.1	5485.4	4789.3
3198.8	3955.8	3773.5	4268.7	4348.3	4293.3	4923.1	4602.1	5497.9	4793.4
3211.3	3962.3	3786.0	4264.6	4360.8	4298.2	4935.6	4605.2	5510.4	4797.5
3223.8	3967.9	3798.5	4259.0	4373.3	4303.0	4948.1	4607.7	5522.9	4801.8
3236.2	3972.7	3811.0	4252.1	4385.8	4311.2	4960.6	4610.3	5535.4	4804.6
3248.7	3977.4	3823.5	4245.3	4398.3	4322.1	4973.1	4613.5	5547.8	4806.4
3261.2	3981.2	3836.0	4239.4	4410.8	4333.9	4985.6	4617.1	5560.3	4807.3
3273.7	3986.1	3848.5	4233.9	4423.3	4349.2	4998.1	4621.3	5572.8	4807.9
3286.2	3990.3	3861.0	4229.8	4435.8	4370.9	5010.6	4625.0	5585.3	4808.0
3298.7	3995.9	3873.5	4227.2	4448.3	4391.5	5023.1	4629.6	5597.8	4808.3
3311.2	4003.1	3886.0	4225.1	4460.8	4405.5	5035.5	4634.6	5610.3	4809.1
3323.7	4013.1	3898.5	4222.9	4473.3	4414.6	5048.0	4639.7	5622.8	4810.0
3336.2	4024.4	3911.0	4222.1	4485.8	4420.4	5060.5	4643.9	5635.3	4811.1
3348.7	4035.1	3923.5	4220.5	4498.3	4424.8	5073.0	4648.9	5647.8	4811.7
3361.2	4045.0	3936.0	4219.0	4510.8	4428.8	5085.5	4653.4	5660.3	4811.8
3373.7	4053.9	3948.5	4217.6	4523.2	4434.5	5098.0	4656.5	5672.8	4811.0
3386.2	4061.8	3961.0	4216.6	4535.7	4442.6	5110.5	4659.9	5685.3	4810.3
3398.7	4069.9	3973.5	4216.0	4548.2	4451.1	5123.0	4663.7	5697.8	4811.2
3411.2	4079.4	3986.0	4215.5	4560.7	4460.2	5135.5	4668.4	5710.3	4812.5
3423.7	4089.5	3998.5	4215.8	4573.2	4469.1	5148.0	4672.5	5722.8	4814.4
3436.2	4099.5	4010.9	4216.4	4585.7	4476.0	5160.5	4676.6	5735.3	4816.4
3448.7	4108.1	4023.4	4216.9	4598.2	4482.5	5173.0	4680.7	5747.8	4818.4
3461.2	4116.6	4035.9	4217.6	4610.7	4490.6	5185.5	4685.1	5760.3	4822.7
3473.7	4124.5	4048.4	4219.0	4623.2	4499.4	5198.0	4689.5	5772.8	4828.6
3486.1	4132.5	4060.9	4220.8	4635.7	4509.5	5210.5	4694.2	5785.3	4833.1
3498.6	4139.5	4073.4	4223.1	4648.2	4518.8	5223.0	4699.6	5797.8	4835.3

Figura 65: Coordenadas (x,y) topografía inicial - Continuación

En las figuras anteriores se observan las coordenadas de los 465 puntos extraídos a partir del DEM, que correspondieron a la topografía del perfil inicial. Sin embargo, debido a los problemas presentados en el software, se acudió a generar una topografía de forma manual y solo conservando los puntos donde existe inflexiones, así solo se obtienen 69 puntos como vemos en la Figura 66 y el detalle de las coordenadas en la Figura 67.

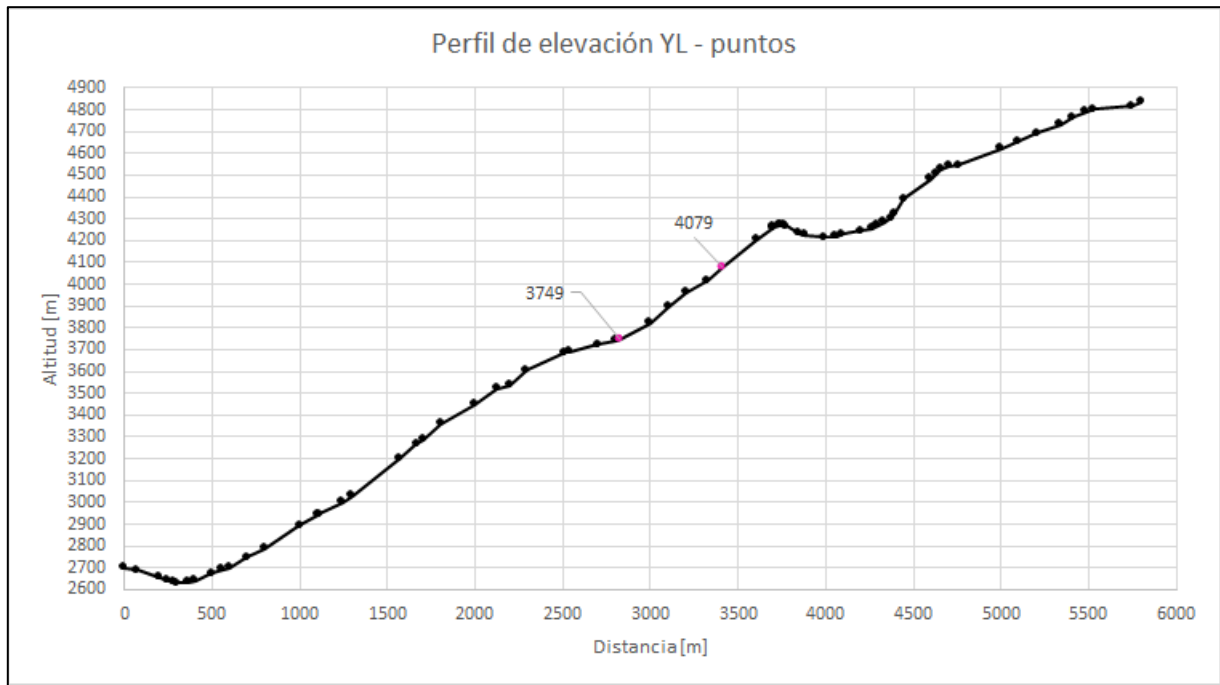


Figura 66: Topografía perfil final YL con puntos

X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]
0	2700	2128	3523	4060	4220
75	2690	2198	3537	4096	4230
204	2656	2293	3606	4199	4243
242	2644	2515	3685	4264	4255
278	2635	2536	3692	4297	4269
300	2632	2701	3725	4330	4285
361	2635	2802	3740	4372	4302
401	2642	2824	3749	4391	4320
501	2673	3000	3824	4448	4391
557	2691	3104	3895	4599	4482
600	2700	3205	3960	4627	4503
702	2747	3325	4015	4656	4526
803	2787	3411	4079	4702	4540
1000	2896	3605	4205	4755	4545
1101	2941	3700	4260	5000	4622
1112	2945	3704	4261	5100	4656
1242	3000	3736	4270	5204	4690
1299	3030	3748	4271	5338	4732
1572	3202	3761	4271	5409	4765
1671	3270	3773	4268	5485	4789
1704	3286	3849	4233	5527	4802
1804	3360	3880	4226	5747	4818
2000	3447	3995	4215	5797	4835

Figura 67: Coordenadas (x,y) topografía final

## Anexo C.2: Determinación de geometría

Se utilizó el mapa geológico de Fock (2005) para delimitar los cambios litológicos en la zona de estudio. Como se aprecia en la Figura 68, se tiene el perfil YL, y mediante la utilización de ArcGis, se determina la altitud a la cual se ubica el contacto entre la toba, el intrusivo y el perfil, alrededor de los 3485 m s.n.m., luego se recurre al perfil de elevación, como el de la Figura 66, o a la tablas de datos (x,y), y se ubica el valor de X donde  $Y=3485$ , resultando en  $X=2062$ . Esto finalmente es lo que se plasma en los modelos utilizados en UDEC.

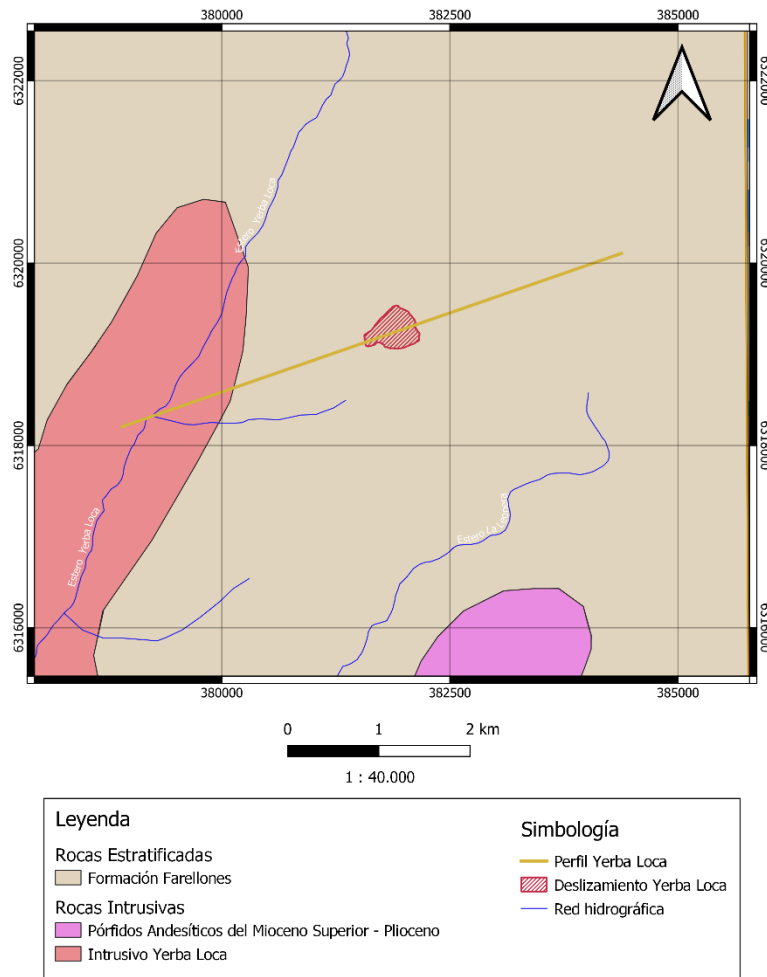


Figura 68: Extracto de zona de estudio a partir de Fock (2005)

Es de conocimiento que en la zona del deslizamiento hay presencia de estratificación a favor de la pendiente (SERNAGEOMIN, 2019). La determinación de los espaciamientos de estos estratos se realizó a través de imágenes satelitales, para ello se utilizó Google Earth, en donde se identificaron los estratos (ver Figura 69), luego se midieron los espaciamientos entre estos y se calculó un promedio de 42 m. En UDEC se deben ingresar las discontinuidades más representativas de la zona y deben ser acorde a la escala de trabajo, por lo que no es aceptable un espaciamiento extremadamente pequeño, por lo mismo, lo más bajo que acepto el programa fue una estratificación de 45 m, bastante cercana a la obtenida.



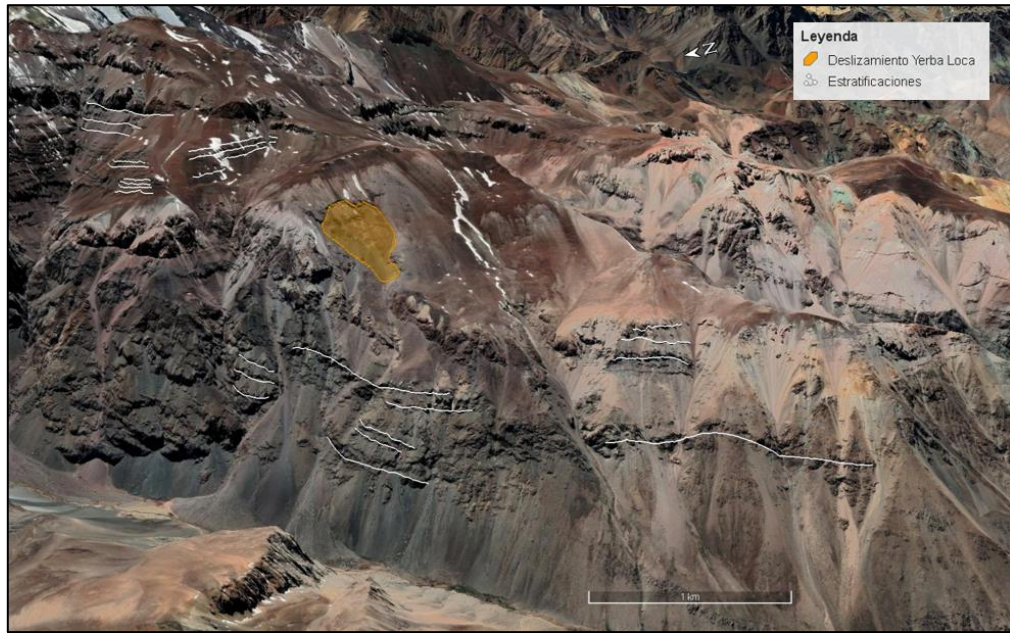


Figura 69: Medición de espaciamiento a través de la identificación de estratos por Google Earth en la zona de estudio

### Anexo C.3. Estimación de parámetros para modelo constitutivo

Se realiza búsqueda bibliográfica, utilización de software afines y estimación de índices de resistencia de la roca, para la estimación de los parámetros a utilizar, en la siguiente Figura 70 y Figura 71 se ejemplifican los valores encontrados para la toba y la granodiorita.

Roca: Toba											
Elástico - Mohr Coulomb - Hoek and Brown											
Modelo:	Unidad	RocLab	Terreno	RMR (60-62)	Gonzales de Vallejos, 2002	Read et al., 2009	Daemen et al., 2004	Yan et al., 2012	Heap et al., 2014	Barahim et al., 2017	Burgos, 2022
Densidad	kg/m <sup>3</sup>				1900-2300		2300				2000
Módulo de Young (E)	Pa				2.9-74E9	3-20E9					2.90E+09
Coefficiente de Poisson	-				0.24-0.29	0.2-0.3					0.2
Cohesión (c)	Pa	5.82E+06		2-3E5							7.00E+05
Ángulo de fricción	Deg	34.25		25-35							40
Tensión límite o máxima	Pa							4.00E+06		4-10E6	1.50E+06
Módulo de Compresibilidad (K)	Pa					1.74E+10					
Módulo de Cizalle (S)	Pa					9.92E+09			1.97E+09		
s	-	6.70E-03									
a	-	5.04E-01									
mb	-	2.61E+00									
UCS	Pa		1.00E+08			10-45E6					4.60E+07
mi	-	13 +- 5				13+-5					
GSI	-		55								

Figura 70: Resumen de parámetros constitutivos para toba

Roca intrusiva: Granodiorita								
Modelo:	Elástico - Mohr Coulomb - Hoek and Brown							
Parámetro	Unidad	RocLab	Gonzales de Vallejos 2002	Read & Stacey, 2009	Rivillo, 2019	Tobar, 2021	Riberiro et al., 2015	Data Base UDEC
Densidad	kg/m <sup>3</sup>		2700	2700	2800	2700		2700
Módulo de Young (E)	Pa			30-75E9	4.90E+10			7.38E+10
Coefficiente de Poisson				0.1-0.25	0.3			0.22
Cohesión (c)	Pa	1.37E+07			1.43E+07	5.51E+07		5.51E+07
Ángulo de fricción	Deg	39.74		31-35	40.9	51		51
Tensión límite o máxima	Pa				1.65E+07	1.41E+07	1.88E+07	1.17E+07
Módulo de Compresibilidad (K)	Pa				4.08E+10	4.08E+10		4.39E+10
Módulo de Cizalle (S)	Pa				1.88E+10	1.88E+10		3.02E+10
s	-	3.90E-03			0.003865			
a	-	5.06E-01			0.5			
mb	-	4.86E+00			5.533			
UCS	Pa			140-230E6	2.00E+08			
mi	-	29+3			33			
GSI	-				50			

Figura 71: Resumen de parámetros constitutivos para granodiorita

Además, se realizó búsqueda bibliográfica de parámetros para discontinuidades la cual se especifica en la Figura 72

Joints									
Modelo:	[Area] Coulomb Slip								
Parametro	Unidad	Rivillo, 2019	Tobar, 2021	Karla, 2022	Read & Stacey 2009	Bandis et al., 1983	Augente et al., 2011	Daemon et al., 2004	Data Base UDEC
Rigidez Normal (jkn)	Pa/m	5.90E+10	3.45E+10	1.64E+10	1.64E+10	21.7E9-26.7E9			1.00E+10
Rigidez Tangencial (jks)	Pa/m	1.10E+10	3.20E+09	4.00E+08	4.40E+08	1.77E+10			1.00E+09
Angulo de fricción (jfric)	Deg	38	33	38	25 (Ja-Jr)		16	38	33
Cohesión (jcohesion)	Pa	1.00E+07	1.00E+04	3.00E+05			1.46E+05	3.00E+05	1.00E+04

Figura 72: Resumen de parámetros para discontinuidades

## Anexo C.4: Configuración modelo

Al modelo A.1 se le extiende la estratificación, tal como se observa en la Figura 73 (caso A.2), para que haya una continuidad en la estratificación, y analizar el efecto de truncarlas (caso A.1). El caso A.3 corresponde al modelo sin estratificación y solo con los joints ficticios (ver Figura 74).

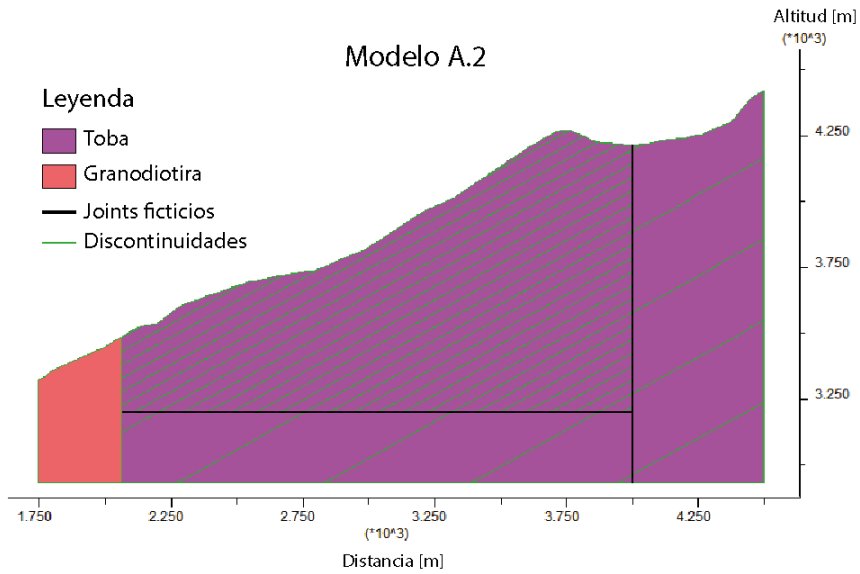


Figura 73: Configuración del modelo geológico A.2

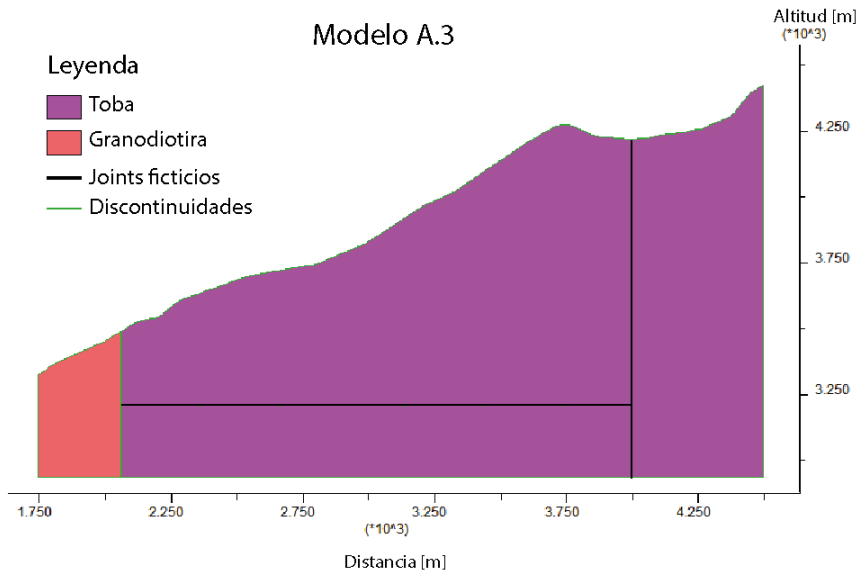


Figura 74: Configuración del modelo geológico A.3

## Anexo C.5: Validación modelo estático

En las Figura 75, 81 y 82 se corrobora el equilibrio para las configuraciones A.2, A.3 y A.4, las cuales fueron utilizadas para la incorporación del glaciar.

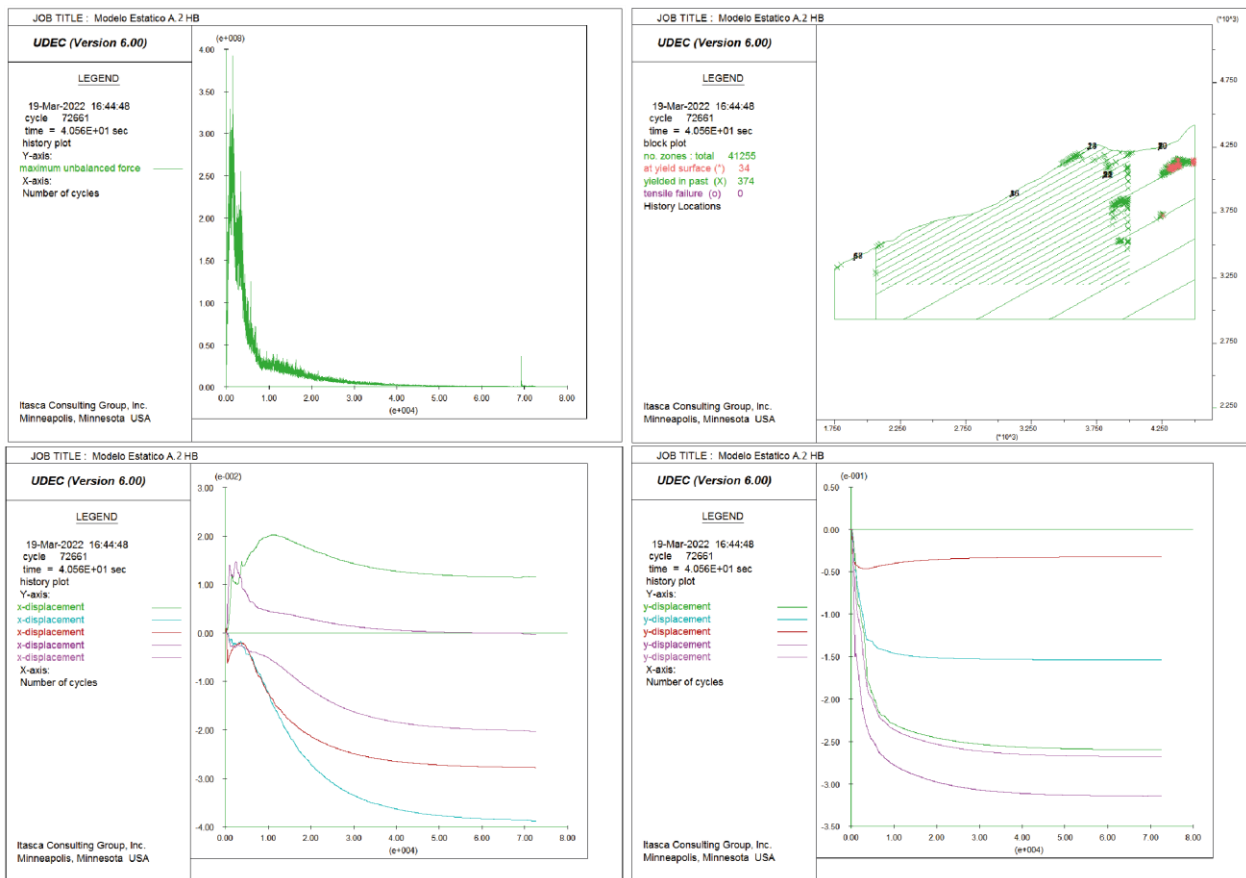


Figura 75: Validación modelo estático A.2

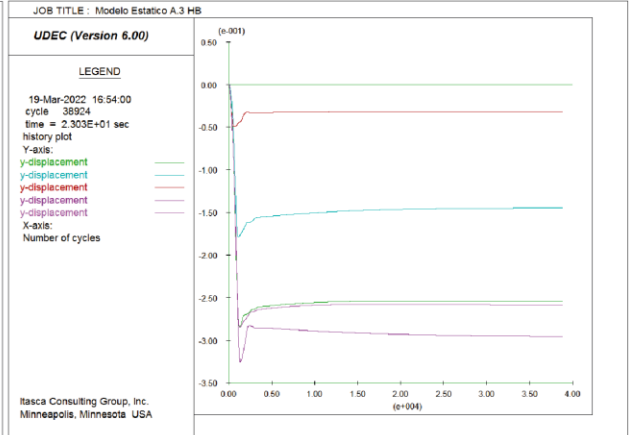
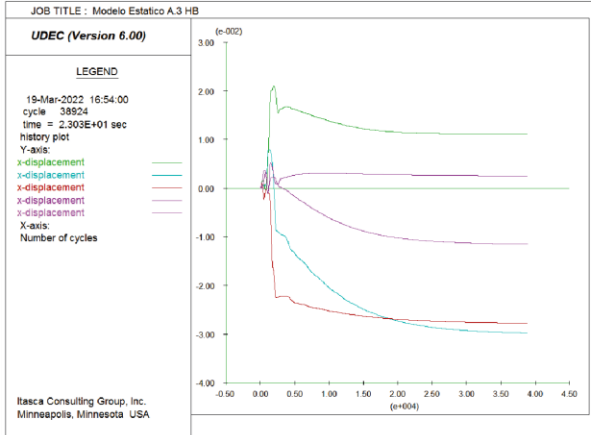
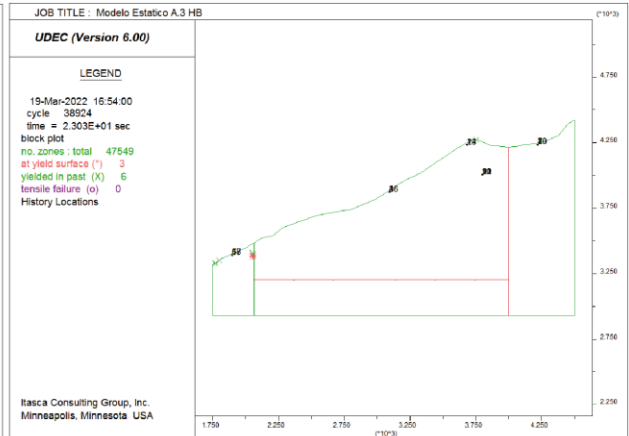
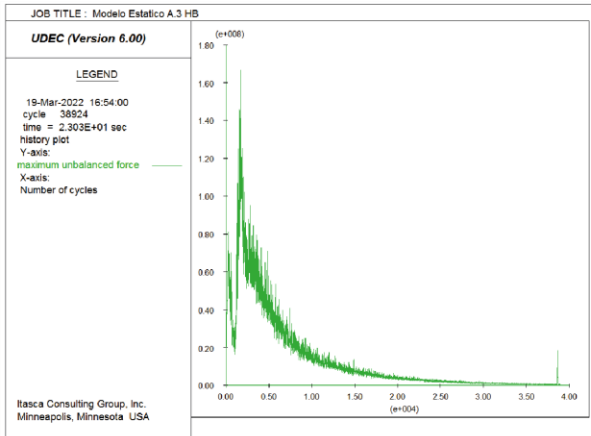


Figura 76: Validación modelo estático A.3

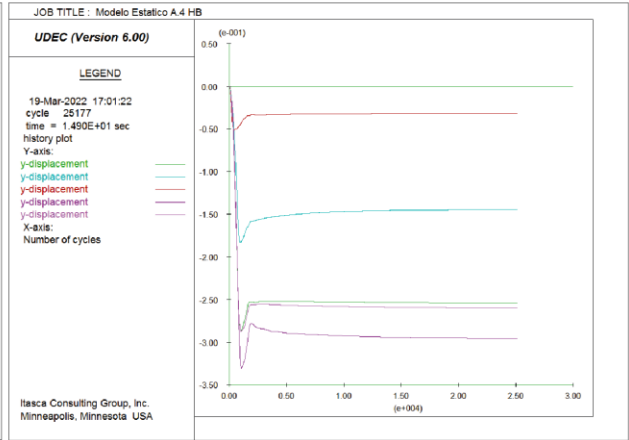
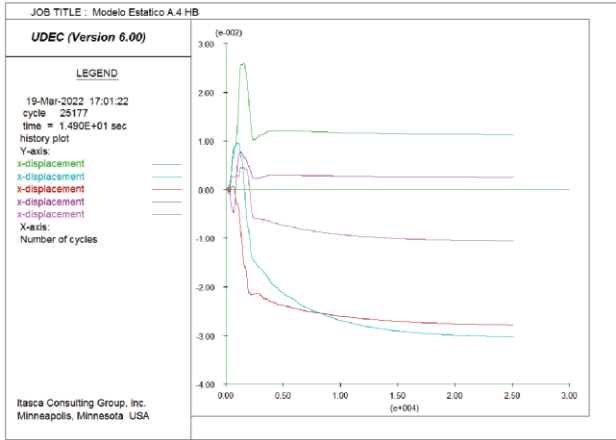
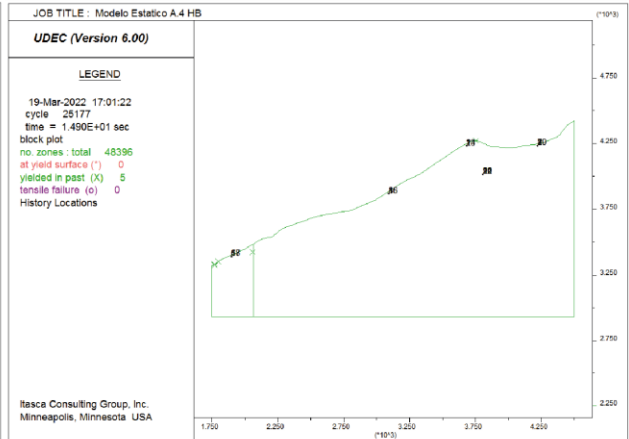
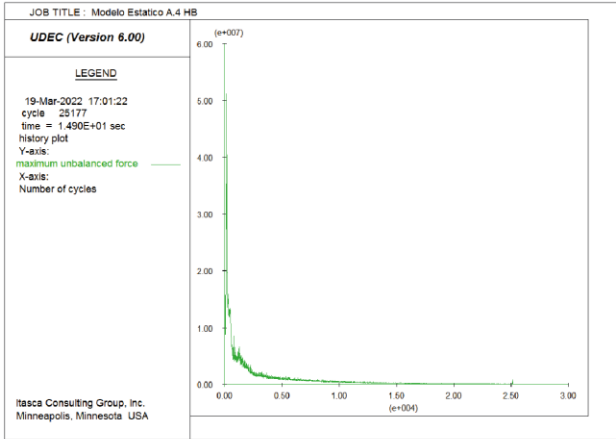


Figura 77: Validación modelo estático A.4

## Anexo C.6: Código UDEC modelo estático

### Archivo Modelo Estático Hoek-Brown

#### ; Inicia modelo

config

round 0.1

edge 0.2

#### ; Creación estructura

block 0,2.3E3 0,2.7E3 74.51,2.69E3 204.48,2.656E3 241.99,2.644E3 &  
278.22,2.635E3 300.18,2.632E3 360.56,2.635E3 401.19,2.642E3 501.16,2.673E3 &  
557.15,2.691E3 599.86,2.7E3 702.36,2.747E3 803.04,2.787E3 1E3,2.896E3 &  
1.101E3,2.941E3 1.112E3,2.945E3 1.242E3,3E3 1.299E3,3.03E3 1.572E3,3.202E3 &  
1.671E3,3.27E3 1.704E3,3.286E3 1.804E3,3.36E3 2E3,3.447E3 2.128E3,3.523E3 &  
2.198E3,3.537E3 2.293E3,3.606E3 2.515E3,3.685E3 2.536E3,3.692E3 &  
2.701E3,3.725E3 2.802E3,3.74E3 3E3,3.824E3 3.104E3,3.895E3 3.205E3,3.96E3 &  
3.325E3,4.015E3 3.605E3,4.205E3 3.7E3,4.26E3 3.704E3,4.261E3 &  
3.736E3,4.27E3 3.748E3,4.271E3 3.761E3,4.271E3 3.773E3,4.268E3 &  
3.849E3,4.233E3 3.88E3,4.226E3 3.995E3,4.215E3 4.06E3,4.22E3 &  
4.096E3,4.23E3 4.199E3,4.243E3 4.264E3,4.255E3 4.297E3,4.269E3 &  
4.33E3,4.285E3 4.372E3,4.302E3 4.391E3,4.32E3 4.448E3,4.391E3 &  
4.599E3,4.482E3 4.627E3,4.503E3 4.656E3,4.526E3 4.702E3,4.54E3 &  
4.755E3,4.545E3 5E3,4.622E3 5.1E3,4.656E3 5.204E3,4.69E3 5.338E3,4.732E3 &  
5.409E3,4.765E3 5.485E3,4.789E3 5.527E3,4.802E3 5.747E3,4.818E3 &  
5.797E3,4.835E3 5.797E3,2.3E3

#### ; Corte y discontinuidades

crack (2.062E3,2.3E3) (2.062E3,4E3)

crack (1.75E3,2.3E3) (1.75E3,4E3)

crack (4.5E3,2.3E3) (4.5E3,5E3)

delete range 824.9233,1.077E3 2.581E3,2.675E3

delete range 5.037E3,5.375E3 3.15E3,3.618E3

crack (1.75E3,2.93E3) (4.5E3,2.93E3)

delete range 3.248E3,3.298E3 2.526E3,2.633E3

delete range 1.855E3,1.928E3 2.56E3,2.673E3

crack (4E3,2.93E3) (4E3,4.5E3) join

crack (2.062E3,3.2E3) (4E3,3.2E3) join

jregion id 1 2062.0,3200.0 2062.0,4805.4272 4000.0,4805.4272 4000.0,3200.0

jregion id 2 1750.0,2930.0 1750.0,3548.682 2062.0,3548.682 2062.0,2930.0

jregion id 3 2062.0,2930.0 2062.0,4559.2773 4500.0,4559.2773 4500.0,2930.0

jset angle 29 spacing 45 origin 4E3,3.578E3 range jregion 1

#### ; Mallado

gen edge 20

### ; Asignación Modelo Constitutivo al bloque y joints

```
group zone 'Toba6:HB' range jregion 3
group zone 'Granito4:HB' range jregion 2
zone model hoekbrown density 2E3 bulk 4.08334E10 shear 1.88462E10 young &
4.90001E10 poisson 0.3 hbs 6.7E-3 hbmb 2.606 hbsigci 1E8 hba 0.504 range &
group 'Toba6:HB'
zone model hoekbrown density 2.8E3 bulk 4.16666E10 shear 1.92308E10 young &
5.00001E10 poisson 0.3 hbs 3.865E-3 hbmb 5.533 hbsigci 2E8 hba 0.5 range &
group 'Granito4:HB'
group joint 'Joint29:Mohr'
joint model area jks 8.2E9 jkn 1.64E10 jfriction 38 jcohesion 1E7 range &
group 'Joint29:Mohr'
; new contact default
set jcondf joint model area jks=8.2E9 jkn=1.64E10 jfriction=38 &
jcohesion=1E7
```

### ; Condiciones iniciales y de borde

```
boundary xvelocity 0 range 4.495E3,4.58E3 2.89E3,4.508E3
boundary xvelocity 0 range 1.681E3,1.755E3 2.898E3,3.385E3
boundary yvelocity 0 range 1.696E3,4.551E3 2.894E3,2.935E3
set gravity=0.0 -9.81
damp local
```

### ; Puntos de control

```
history xdisplace 3684.0083,4237.4463 ;id1
history ydisplace 3684.0083,4237.4463 ;id2
history xdisplace 3091.9558,3874.4346 ;id3
history ydisplace 3091.9558,3874.4346 ;id4
history xdisplace 1892.8273,3391.2844 ;id5
history ydisplace 1892.8273,3391.2844 ;id6
history xdisplace 4220.86,4238.944 ;id7
history ydisplace 4220.86,4238.944 ;id8
history xdisplace 3802.3027,4015.2253 ;id9
history ydisplace 3802.3027,4015.2253 ;id10
```

### ; Corrida

```
solve elastic only
solve
```



## Anexo D. Modelo dinámico: Incorporación glaciar

### Anexo D.1: Casos glaciar diagonal G.1 y G.2

Como se mencionó anteriormente, se utilizó la herramienta GlaRe (sección 2.4) para generar una reconstrucción glaciar en la valle del Estero Yerba Loca, sin embargo, esta no cumplió con una morfología glaciar válida, no obstante, se plasmarán los resultados obtenidos con esta reconstrucción en UDEC puesto a que son útiles para las conclusiones del presente trabajo.

Se realiza el cálculo del ELA (Línea de Equilibrio Glaciar) para el glaciar obtenido a partir de GlaRe, esta corresponde al límite entre la zona de acumulación y de ablación de un glaciar. Su obtención es a través del método AAR (*Accumulation Area Ratio*), técnica ampliamente aplicada y utilizado para la reconstrucción de glaciares como es el caso. Este asume que la relación entre el área de acumulación y el área de ablación es constante si los glaciares están en estado estable. Por lo tanto, se plantea que el caso LGM se encuentra estable.

Es importante mencionar que este método no tiene en cuenta el clima regional, ni las condiciones climáticas locales, las cuales afectan la Línea de Equilibrio Glaciar, por ende, se debe tener en cuenta que el valor obtenido puede tener variaciones respecto al original (Pellitero et al., 2015).

Al igual que la herramienta anterior, ELA\_calculation está diseñada para trabajar únicamente en ArcGIS, por lo que solo se debe agregar al Toolbox e ingresar dos parámetros:

- DEM generado a partir de GlaRe
- *AAR Ratio*

Este último, corresponde a la relación del área por encima de la ELA, en donde se recomiendan relaciones  $<0.5$  para áreas con relieve extremadamente alto, como los Andes o el Himalaya (Braithwaite and Müller, 1980, como se citó en Pellitero et al, 2015).

Con esto en cuenta, se obtiene, para un ratio de 0.4, un ELA=4130 m s.n.m. El valor obtenido guarda relación con estudios previos tales como Herrera (2016), donde estima las ELAs en glaciares de montaña para el LGM en los Andes de Santiago, Chile Central, obteniendo valores entre 3600-3400 m (18-17ka). A pesar de que los valores no distan significativamente, los 500 m de diferencia pueden estar asociado a las herramientas de cálculo, además, cabe destacar que en la investigación mencionada se utilizaron proporciones mayores iguales a 0.6. Es por esto que se decidió obtener nuevamente el ELA con el mismo valor de ratio, obteniendo una altitud de 3830 m. Que la línea de equilibrio se ubica a una mayor altitud puede significar una condición de retroceso del glaciar y sea posterior al periodo de LGM.

Con la finalidad de representar el retroceso del glaciar en el valle, se modelaron diferentes escenarios en donde el glaciar va disminuyendo su espesor, esto se logró reduciendo el esfuerzo de cizalle basal del glaciar, el cual genera una disminución del área abarcada por este, además, se decidieron realizar cinco etapas. De estas cinco etapas solo se seleccionaron tres, ya que se observó que los pasos intermedios, no

presentaban mayor diferencia. Así, se obtienen los siguientes escenarios que se observan en la Figura 78 y Figura 79

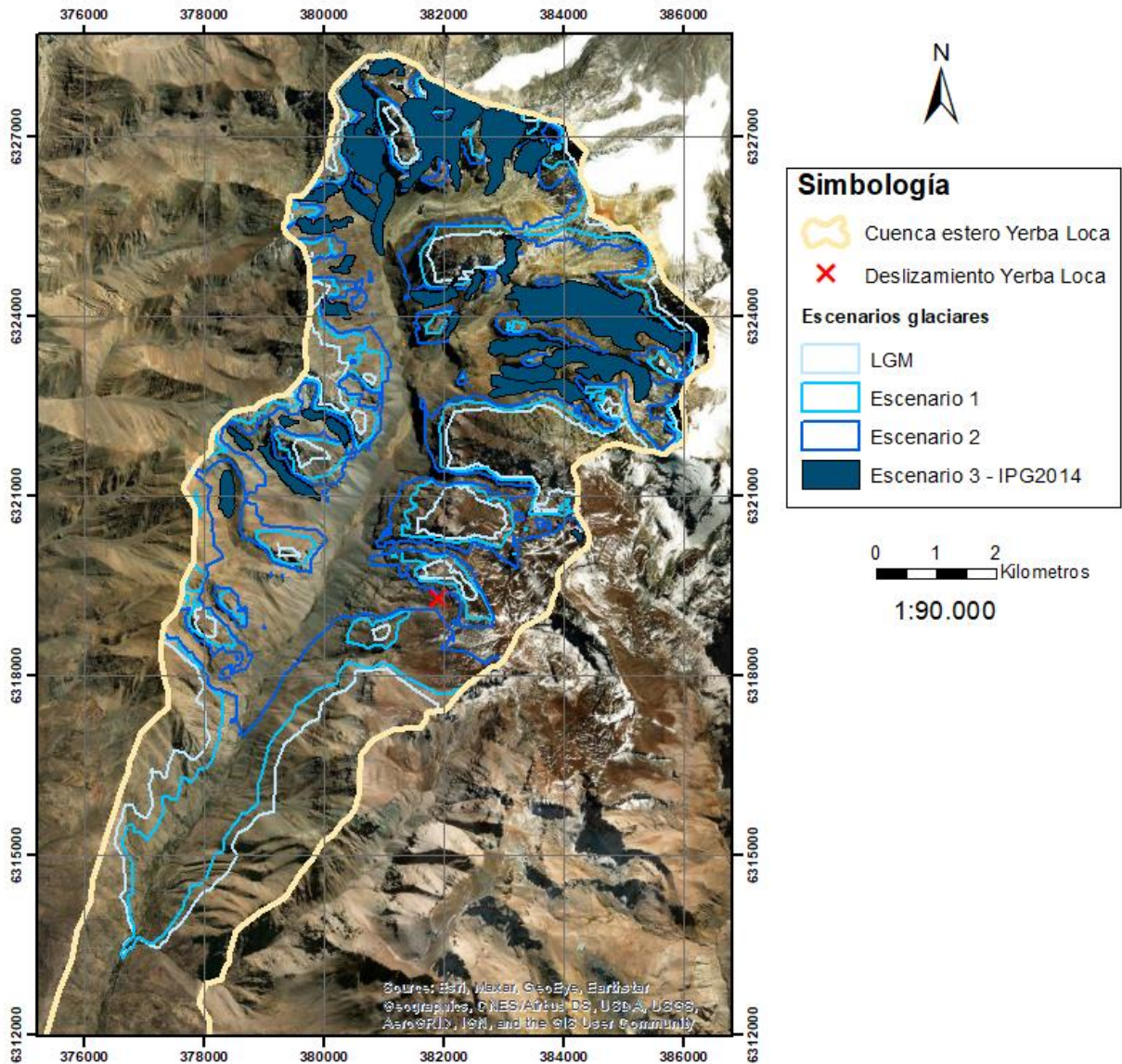


Figura 78: Escenarios glaciares modelados para la cuenca del estero Yerba Loca, vista en planta

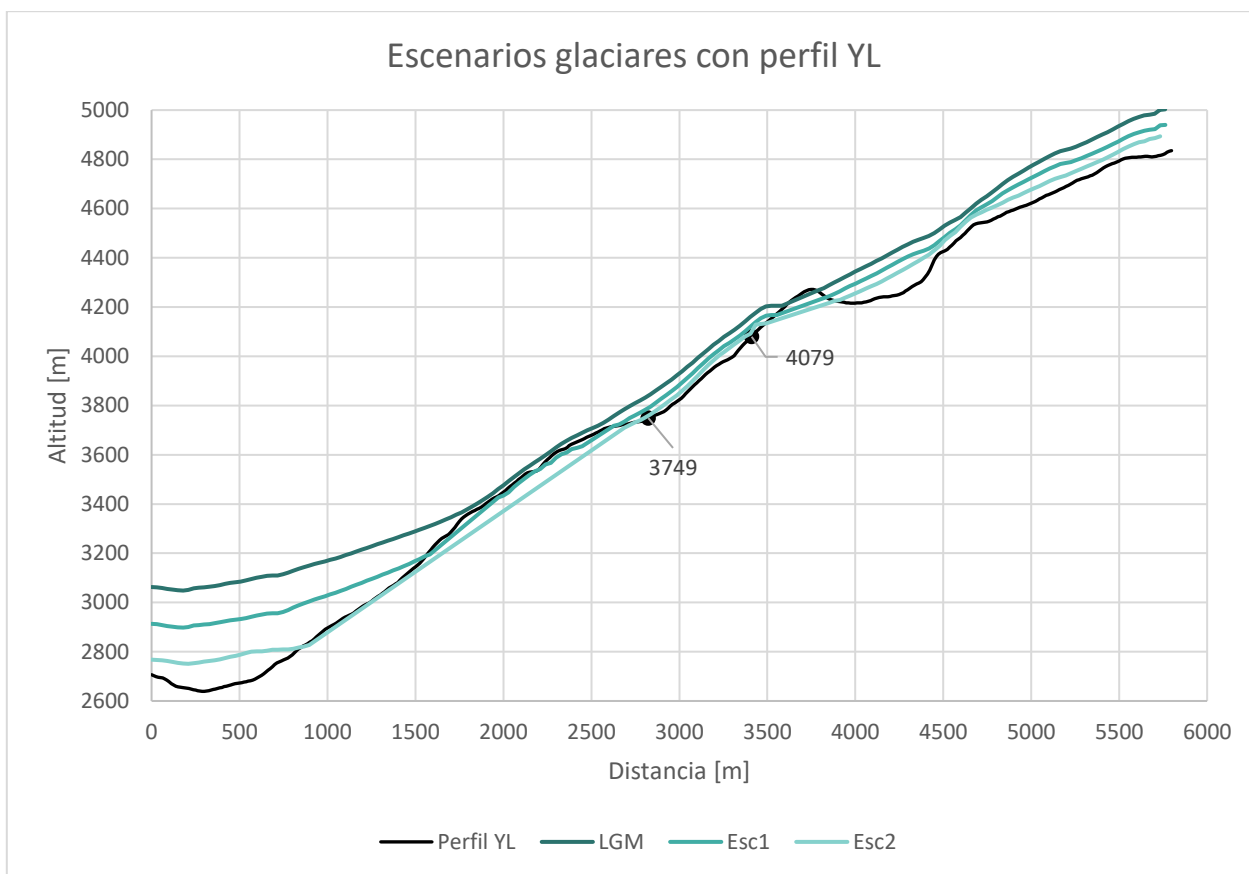


Figura 79: Sección transversal escenarios glaciares con perfil YL

Cabe destacar que los escenarios LGM,1 y 2 abarcan en su totalidad o parcialmente al deslizamiento, y el Escenario 3 es la descarga completa del glaciar en el perfil estudiado, este se representa en la Figura 78 como el Inventario Público de Glaciares del 2014 (IPG2014), solicitado a la Dirección General de Aguas (DGA). Este inventario fue publicado el año 2014, sin embargo, la identificación de los glaciares fue realizada el 2002.

El caso de estudio a partir de GlaRe se denomina G.1, y se genera otro más denominado G.2, en este los espesores del glaciar se sobreestiman en la zona del deslizamiento, sin embargo, y como se explicó con anterioridad, estos casos solo son utilizados con la finalidad de obtener resultados que abarquen mayores posibilidades.

Los diferentes escenarios se extraen directamente del modelo de elevación digital que genera la herramienta GlaRe, sin embargo, con la finalidad de realizar diferentes casos, ver su comportamiento, y simplificar la aplicación del glaciar en UDEC, la topografía del glaciar en la ladera se analiza como una regresión lineal. En primera instancia, se obtiene la línea de tendencia a partir de lo obtenido con GlaRe (Caso G.1), luego sacando un promedio de las alturas en la zona del deslizamiento, se crea una función lineal que presente espesores definidos y exagerados en la zona del deslizamiento para cada escenario (Caso G.2), y finalmente el caso glaciar recto corresponde a considera un glaciar hipotético recto que cubre completamente todo el valle glaciar. En la siguiente Tabla 14 se ejemplifican los espesores aproximados del glaciar en la zona del

deslizamiento y en la Tabla 15 se ejemplifican las funciones lineales que representan cada caso, excepto para G.3 ya que, al ser representado como un glaciar recto en el valle, no es necesario conocer su función lineal para integrarlo al modelo.

Tabla 14: Espesor del glaciar en la zona del deslizamiento.

Espesor [m]	G.1	G.2
LGM	~89	200
Esc1	~45	150
Esc2	~16	50
Esc3	0	0

Tabla 15: Funciones lineales que representan glaciar para cada caso.

Casos Escenarios	G.1	G.2
LGM	$Y=0.4291x+2637$	$Y=0.38x+2910$
Esc1	$Y=0.4217x+2617.7$	$Y=0.38x+2860$
Esc2	$Y=0.4160x+2607.2$	$Y=0.38x+2760$
Esc3	-	-

En las siguientes figura se presentan los gráficos de como quedan representados finalmente los glaciares para los diferentes casos (G.1-G.2) y diferentes escenarios (LGM, Esc1, Esc2 y Esc3)

• **Representación lineal de glaciar caso G.1**

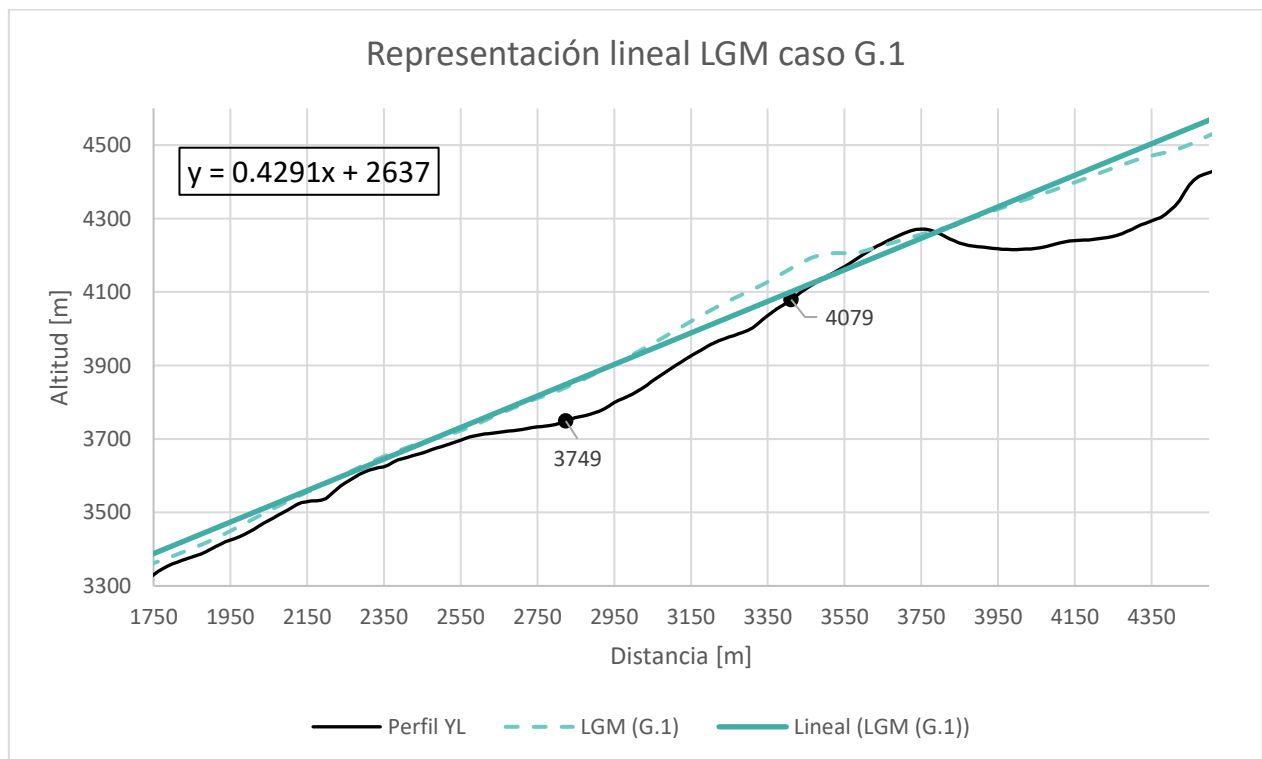
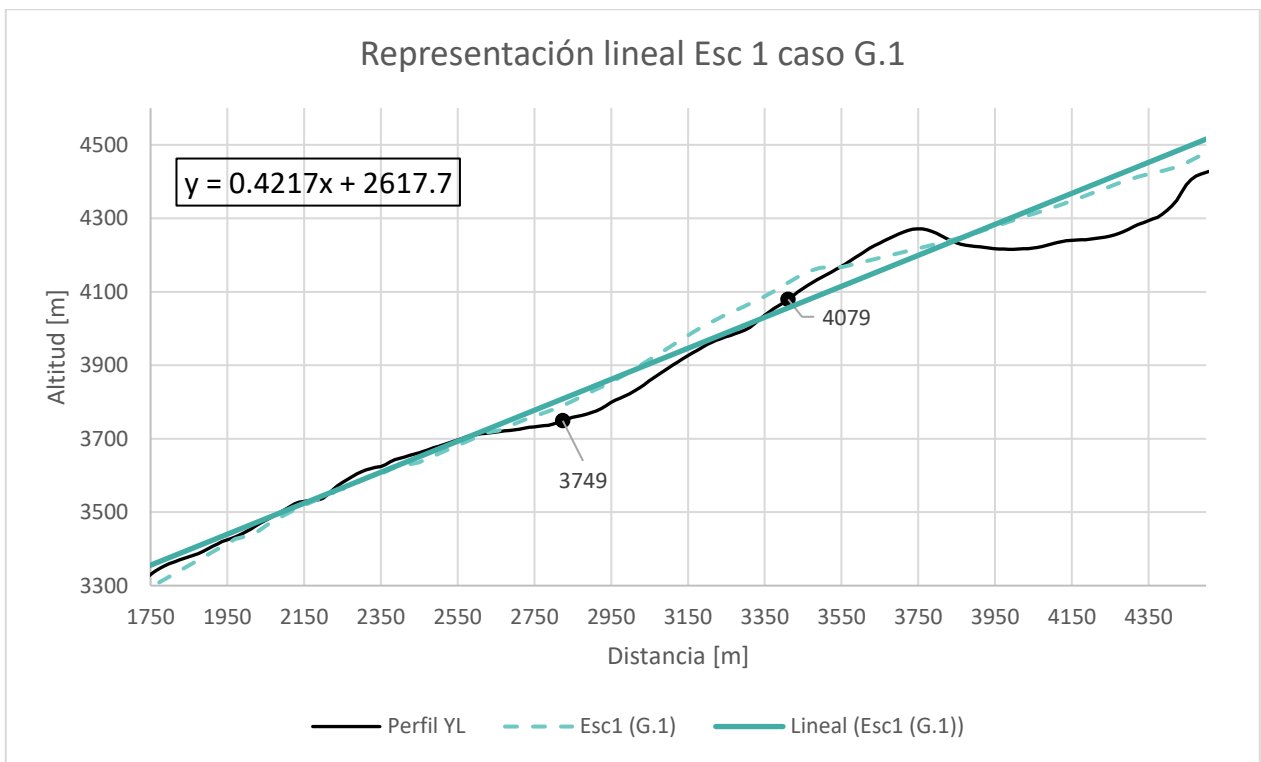
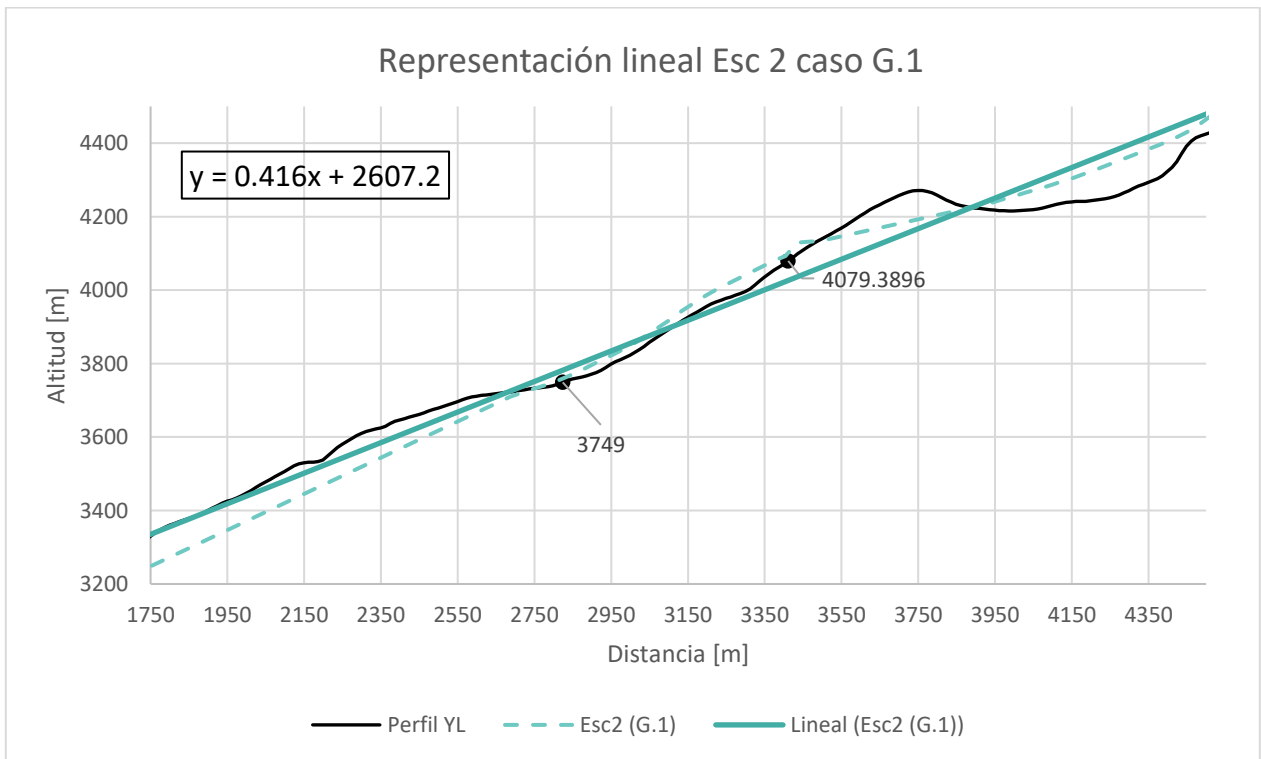


Figura 80: Representación lineal del glaciar LGM caso G.1



*Figura 81: Representación lineal del glaciar Esc1 caso G.1*



*Figura 82: Representación lineal del glaciar Esc2 caso G.1*

- **Representación lineal del glaciar caso G.2**

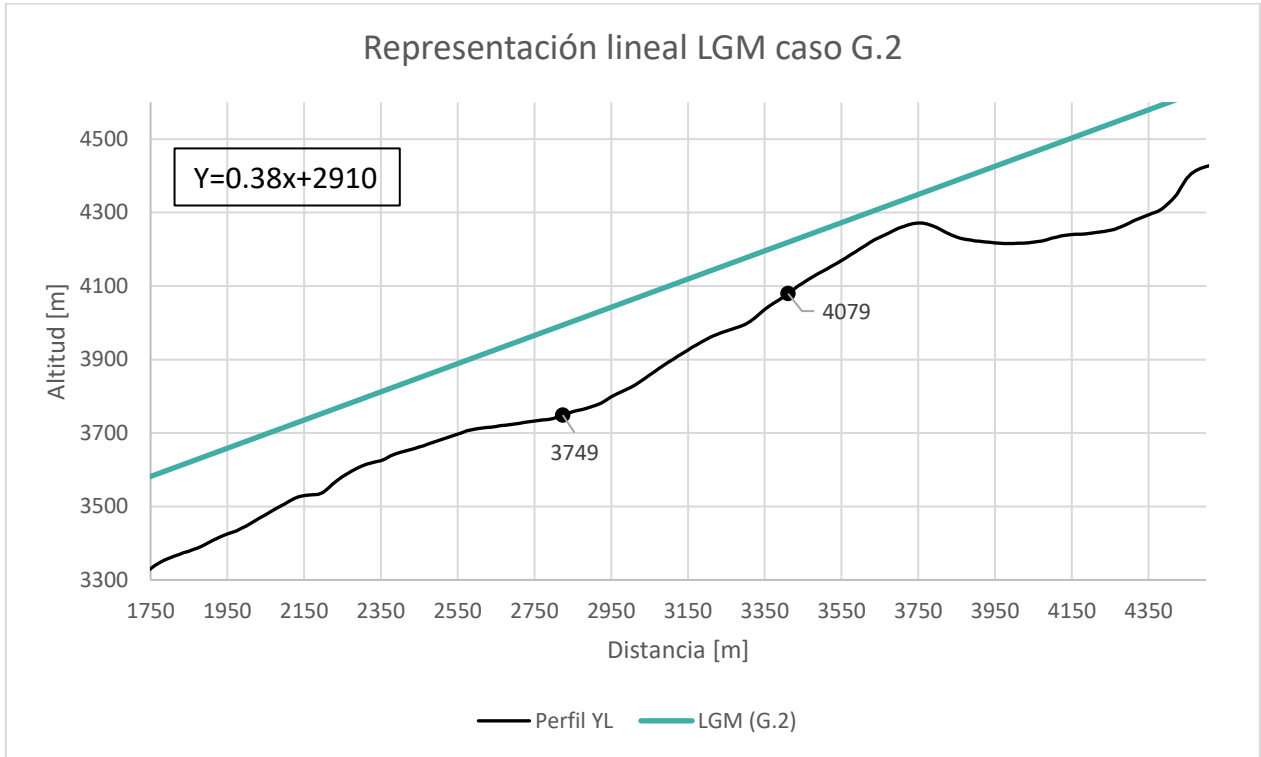


Figura 83: Representación lineal del glaciar LGM caso G.2

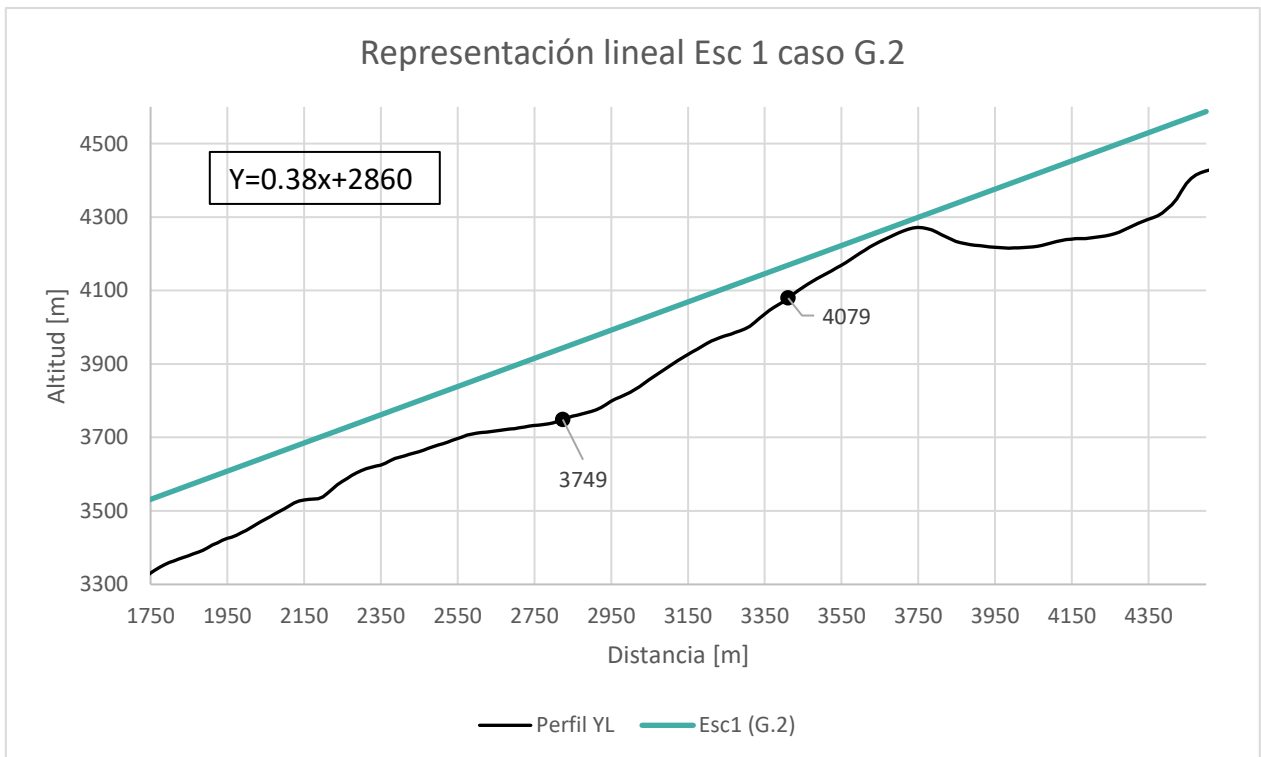


Figura 84: Representación lineal del glaciar Esc1 caso G.2

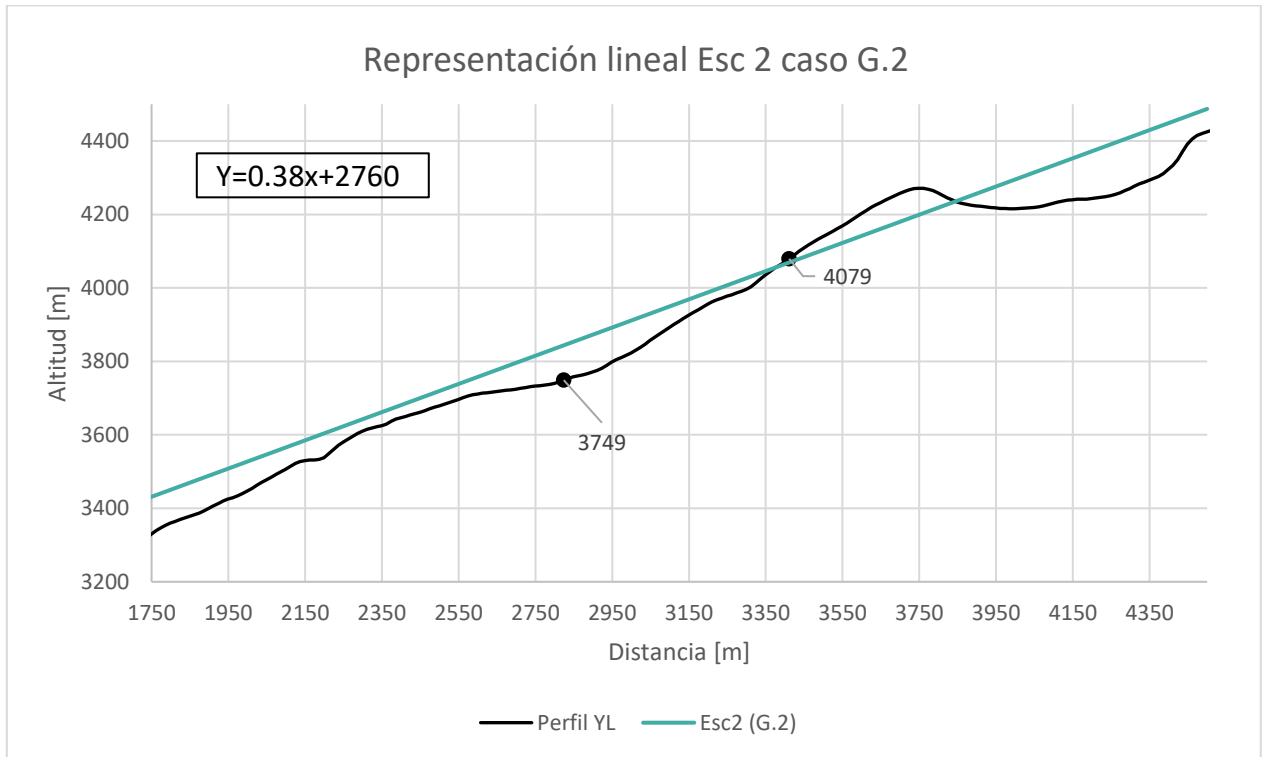


Figura 85: Representación lineal del glaciar Esc2 caso G.2

Anexo D.2: Incorporación del glaciar a UDEC caso glaciar diagonal G.1 y G.2

En la sección 2.7.2 se hizo mención al modo de ingresar los esfuerzos del glaciar al software UDEC, para los casos G.1 y G.2 en donde el glaciar es paralelo a la pendiente, son necesarias las 3 componentes,  $\sigma^o$ ,  $xgrad$  e  $ygrad$ . En la Figura 86 se muestra el esquema de la representación glaciar para realizar los cálculos de esfuerzos en cada punto.

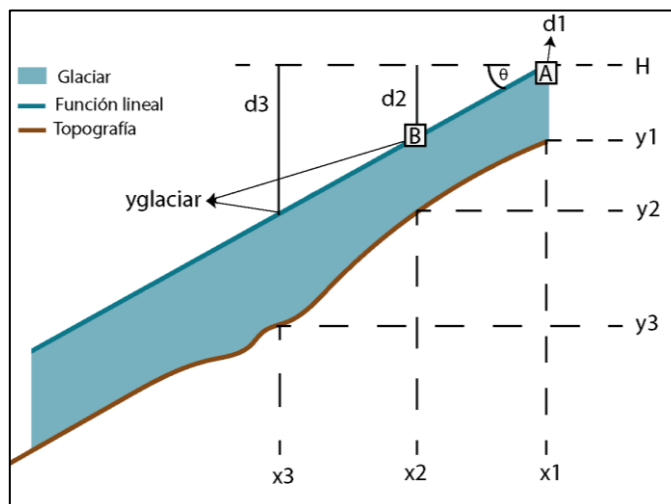


Figura 86: Esquema representación glaciar UDEC

En A ( $x_1, y_1$ ):

$$\sigma(x_1y_1) = -\rho gH + \rho g d_1 + \rho g y_1$$

Donde:

$$d_1 = H - y_{1glaciar} \rightarrow y_{1g} = mx_1 + c = H \rightarrow d_1 = 0$$

Reemplazando queda:

$$\sigma(x_1y_1) = -\rho gH + \rho g y_1 \rightarrow \sigma(x_1y_1) = \rho g(y_1 - H)$$

En B ( $x_2, y_2$ ) se tiene que:

$$\sigma(x_2y_2) = -\rho gH + \rho g d_2 + \rho g y_2$$

Donde:

$$d_2 = H - y_{2glaciar} \rightarrow y_{2g} = mx_2 + c$$

La ecuación de la recta corresponde a la obtenida para cada glaciar, en Anexo D.1 se especifica cada una de ellas.

Reemplazando  $d_2$  en la ecuación de esfuerzos para UDEC se tiene:

$$\sigma(x_2y_2) = -\rho gH + \rho g(H - mx_2 - c) + \rho g y_2$$

$$\sigma(x_2y_2) = -\rho gH + \rho gH - \rho g m x_2 - \rho g c + \rho g y_2$$

Simplificando y reordenando queda:

$$\sigma(x_2y_2) = -\rho g c - \rho g m x_2 + \rho g y_2$$

De esta forma para cada ( $x, y$ ), que UDEC ingresa de forma automática, cambiarán los esfuerzos ejercidos por el glaciar, por lo tanto, las componentes para los diferentes casos y escenarios glaciares quedan determinadas de la siguiente manera:

- $\sigma^o = -\rho g c$
- $xgrad = -\rho g m$
- $ygrad = \rho g$

Donde  $m$ =pendiente,  $c$ =ordenada en el origen,  $\rho$ =densidad [ $\text{kg/m}^3$ ] y  $g$ =aceleración de gravedad [ $\text{m/s}^2$ ].

Conociendo los valores para cada configuración glaciar (G.1, G.2 y G.3; sección 4.1) y los diferentes escenarios (LGM, Esc1, Esc2 y Esc3; sección 4.2.5), se obtiene modelos con esfuerzos aplicados en superficie, evitando las laterales y manteniendo las condiciones de borde, como se aprecia en las Figura 87 a la Figura 39.



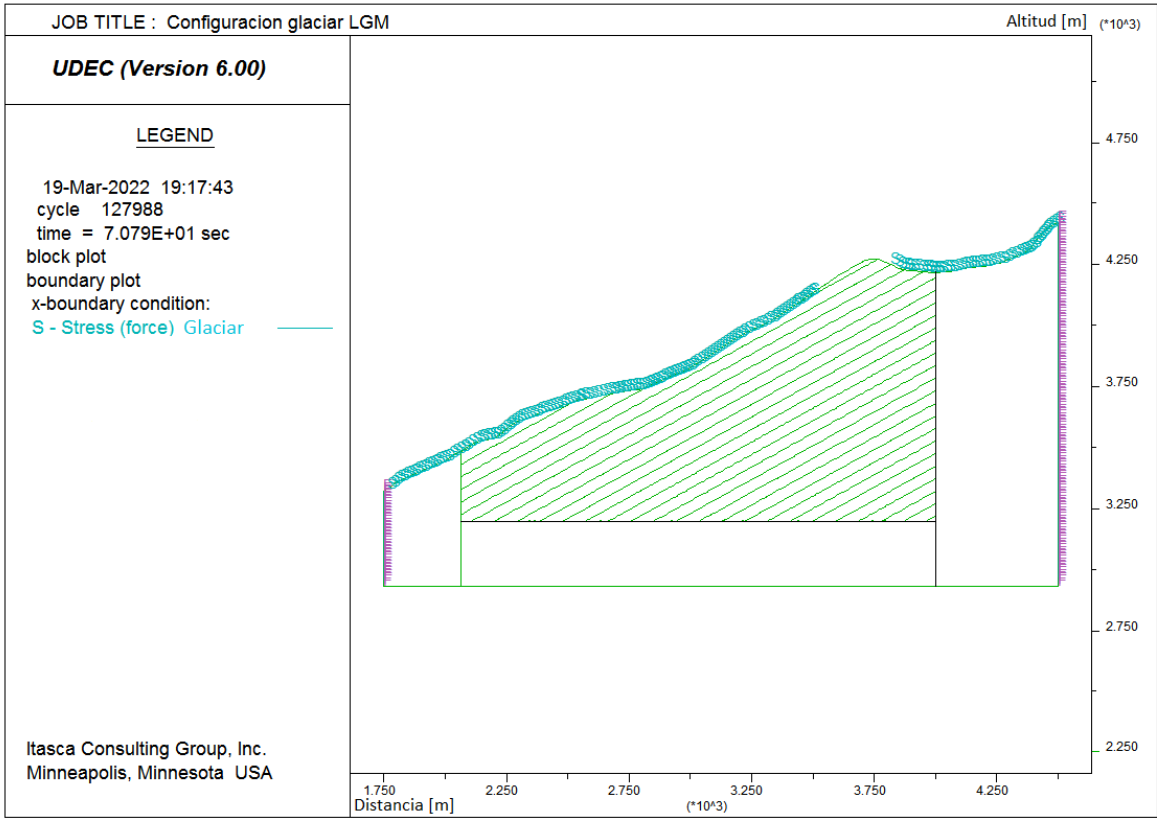


Figura 87: Configuración glaciari LGM en UDEC

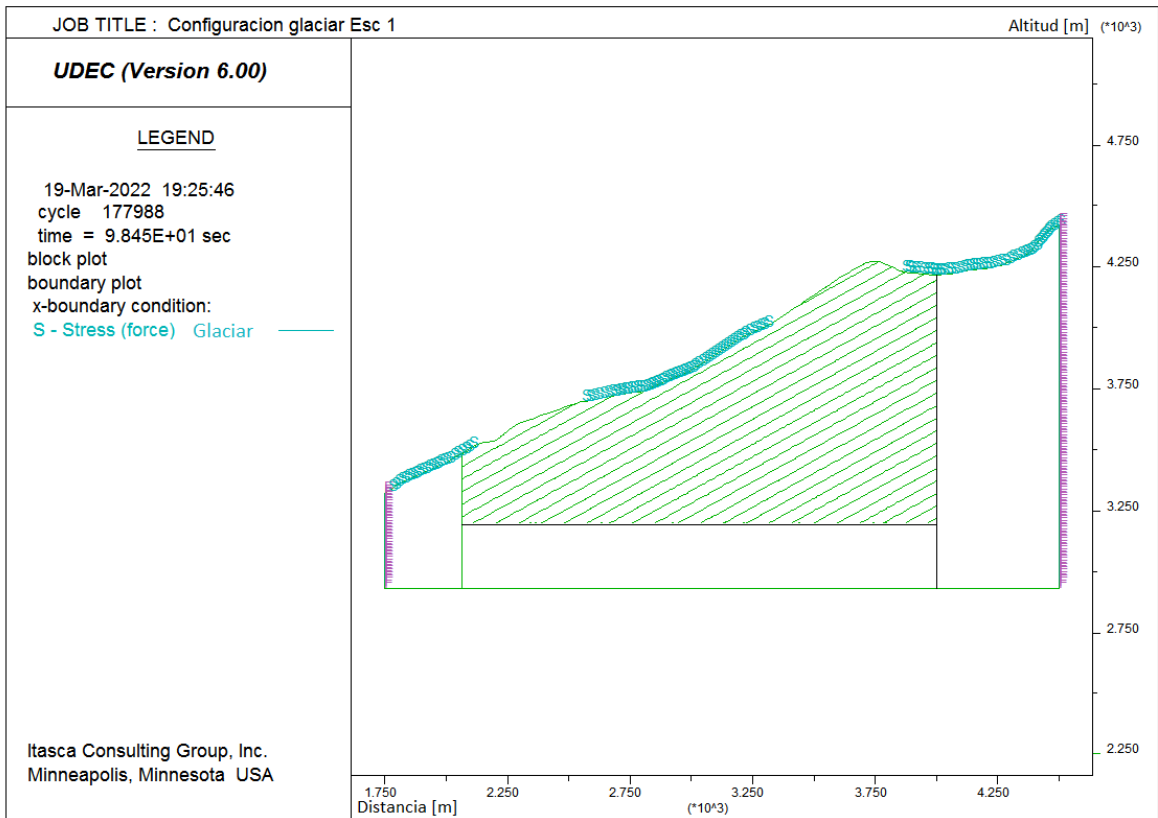


Figura 88: Configuración glaciar Esc1 en UDEC

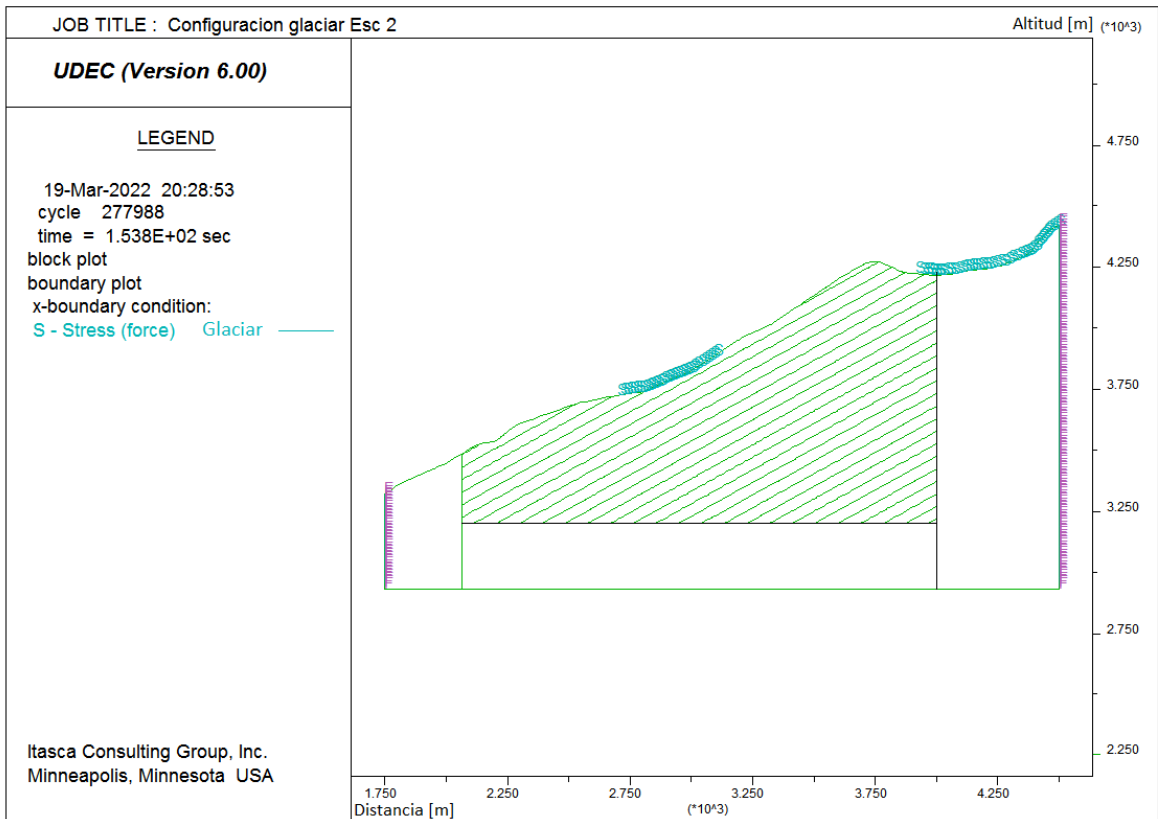


Figura 89: Configuración glaciar Esc2 en UDEC

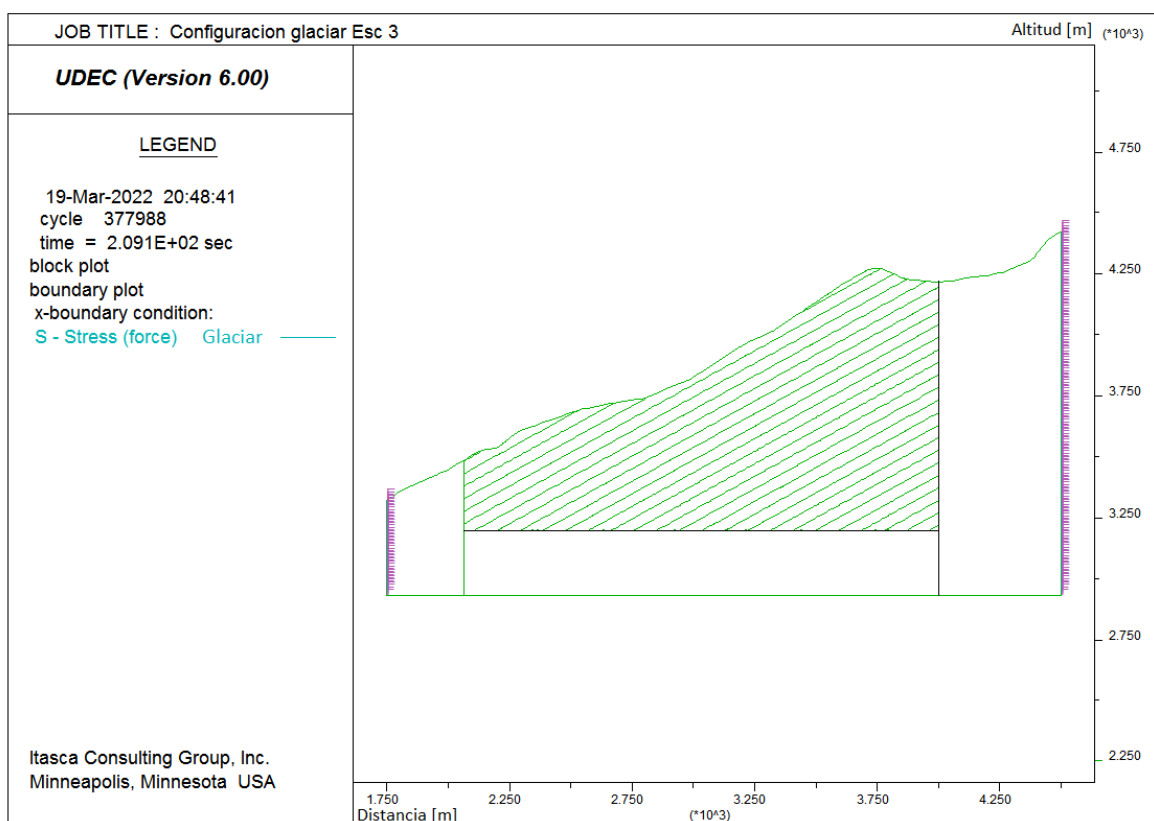


Figura 90: Configuración glaciar Esc3 en UDEC

### Anexo D.3: Esfuerzo de corte caso glaciar diagonal G.1 y G.2

#### G.1

Para el caso glaciar G.1, se utilizó el DEM a partir de GlaRe al cual se le realizó una regresión lineal para cada escenario, como se vio en el anexo anterior. Los valores de estrés, obtenidos a partir de las fórmulas anteriormente descritas, se aplican a las diferentes configuraciones (A.1, A.2, A.3 y A.4). UDEC tiene la capacidad de generar variados gráficos, sin embargo, para entender cómo afecta la carga glaciar a las laderas, es imprescindible analizar las diferencias de esfuerzos principales que se generan en el modelo. Estos resultados se agrupan en las siguientes figuras con la finalidad de evidenciar como varían los esfuerzos a medida que se produce el retroceso glaciar.

- A.1

En la Figura 91 se aprecian los cuatro posibles escenarios glaciares, hay que hacer notar que en los cuatro gráficos las principales variaciones de esfuerzos se concentran específicamente alrededor del área que fue afectada por el deslizamiento Yerba Loca, a pesar de que la descarga glaciar se ejecute a lo largo de todo el perfil.

De manera específica, el primer caso corresponde al LGM en donde se observa el glaciar en casi toda la extensión del perfil, se aprecia que hay aumentos puntuales de los esfuerzos principales cercanos a la superficie, la orientación de estos esfuerzos siguen la pendiente de la estratificación, y así pasa también con la concentración de esfuerzo a mayor profundidad.

En el Esc 1, además de disminuir el espesor del glaciar, en algunas zonas del perfil desaparece, en este caso se aprecia que los esfuerzos principales se concentran levemente más que en el LGM, cohesionándose partes de las zonas rosadas, es decir, comienza a existir continuidad en los esfuerzos.

Posteriormente en el Esc 2, el glaciar ya presenta un espesor aproximado de 15m, los esfuerzos se concentran aún más en la superficie, específicamente en la zona del deslizamiento, hasta que finalmente en el Esc 3 cuando no existe presencia del glaciar, se produce una unión del contorno rosado en toda la zona superficial, esta concentración inicia donde se demarca la zona del deslizamiento y deja de estar en contacto con la superficie donde termina la zona del deslizamiento, las otras áreas del gráfico siguen presentando la misma configuración en sus esfuerzos principales, a excepción de pequeñas concentraciones sobre la "V", casi llegando al borde derecho, y curvaturas cóncavas y convexas mínimas de los contornos a medida que se descarga el glaciar. Esta curvatura de los contornos se aprecia en el Esc 3 en su borde derecho, en este se logra ver como la zona rosada se levanta, sin embargo, a la izquierda de esta, hay un leve descenso de la misma.

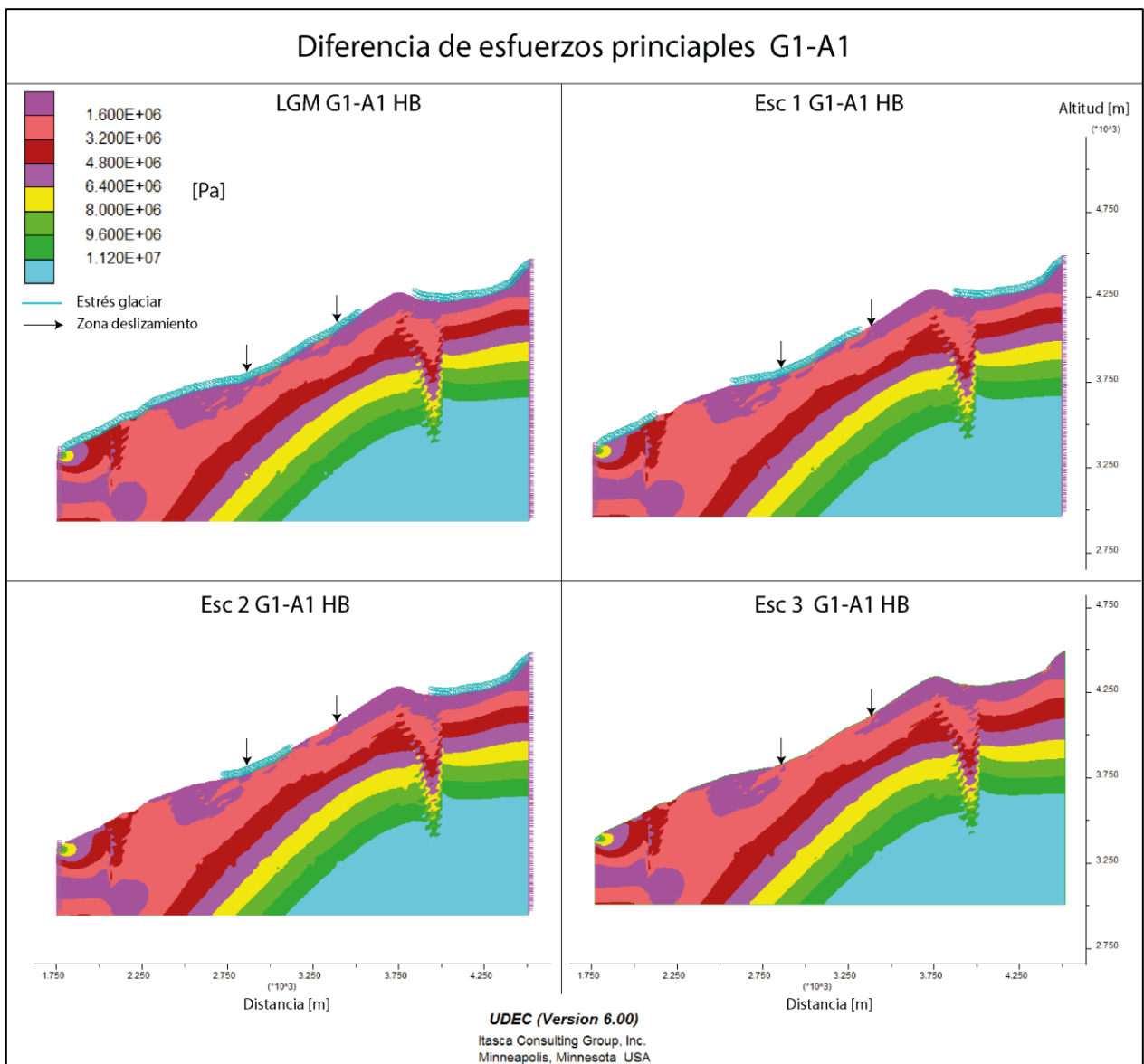


Figura 91: Esfuerzo de corte G1-A1. Flechas negras indican límites el deslizamiento

- A.2

En la Figura 92 se aprecia que en el LGM hay igualmente lugares puntuales en donde aumenta los esfuerzos. Luego en el Esc 1 y 2 son bastante similares con respecto al caso A.1, sin embargo, ahora hay mayor número de secciones rosados sobre la zona del deslizamiento y menor, bajo la zona del deslizamiento. Finalmente, en el Esc3 se aprecia que la concentración de esfuerzos en superficie abarca mayor extensión, al igual que el caso del glaciar recto A.2.

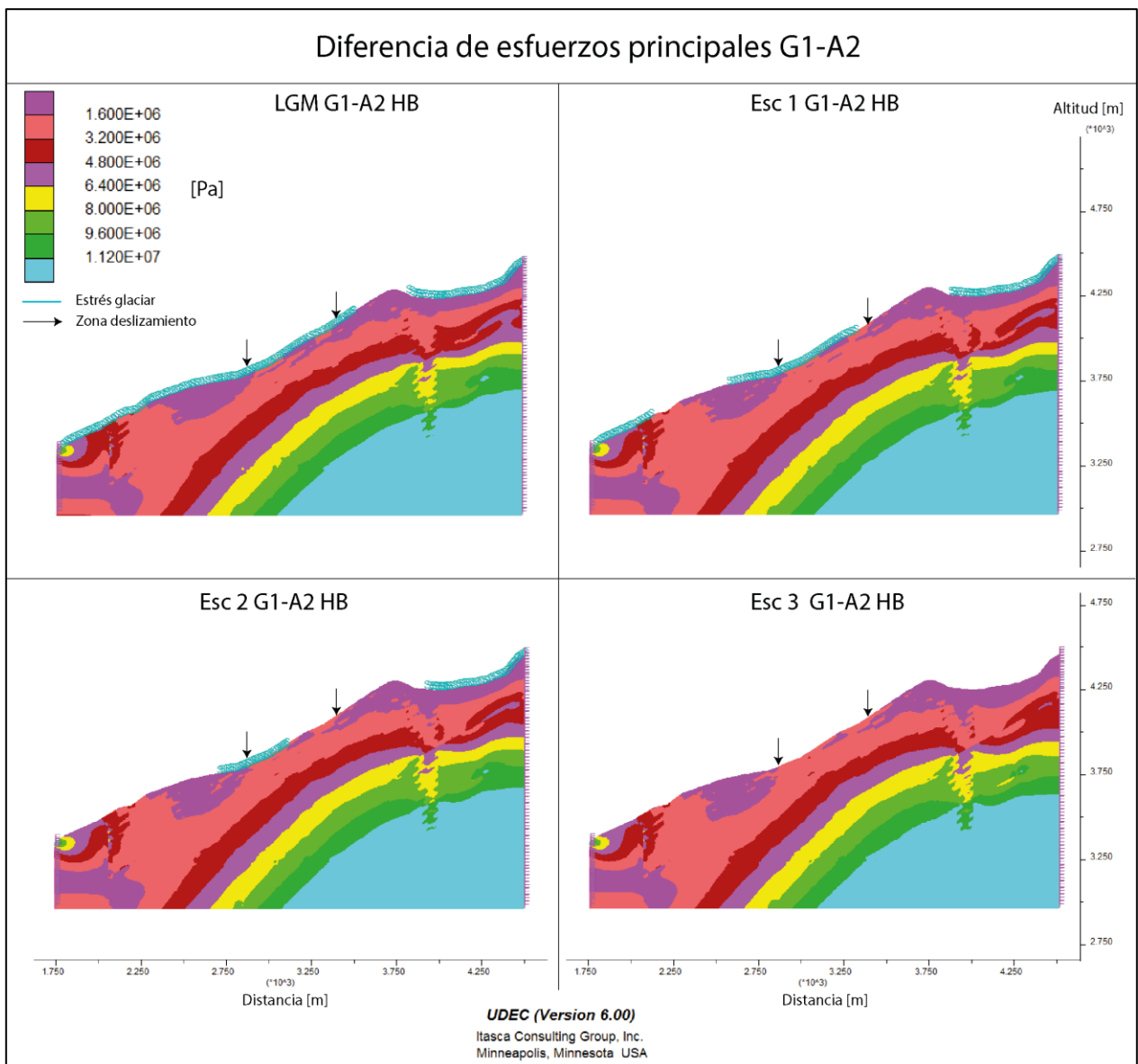


Figura 92: Esfuerzo de corte G1-A2. Flechas negras indican límites el deslizamiento

- **A.3**

Para el escenario LGM de la Figura 93 no se observa concentración de esfuerzos en la superficie, en general todos los contornos siguen una continuidad desde la base hasta el techo, sin embargo, en tanto disminuye el espesor glaciar (Esc 1) se genera una irrupción de esfuerzos mayores en superficie, justamente sobre, donde se encuentra el glaciar en la zona central del modelo, esta configuración permanece en el Esc 2, aumentando su tamaño en el Esc 3, los esfuerzos se centran en los alrededores del inicio de la zona afectada por el deslizamiento, este contorno va subiendo a medida que disminuye de espesor el glaciar, acercándose a la superficie. Además, aparece otra concentración puntal de esfuerzos en la parte superficial del borde derecho.

Cabe destacar que en esta configuración se aprecia mejor las curvaturas cóncavas - convexas de los contornos anteriormente mencionadas, a medida que se descarga el

glaciar se intensifica en el costado derecho, siguiendo, de alguna forma, la topografía del talud.

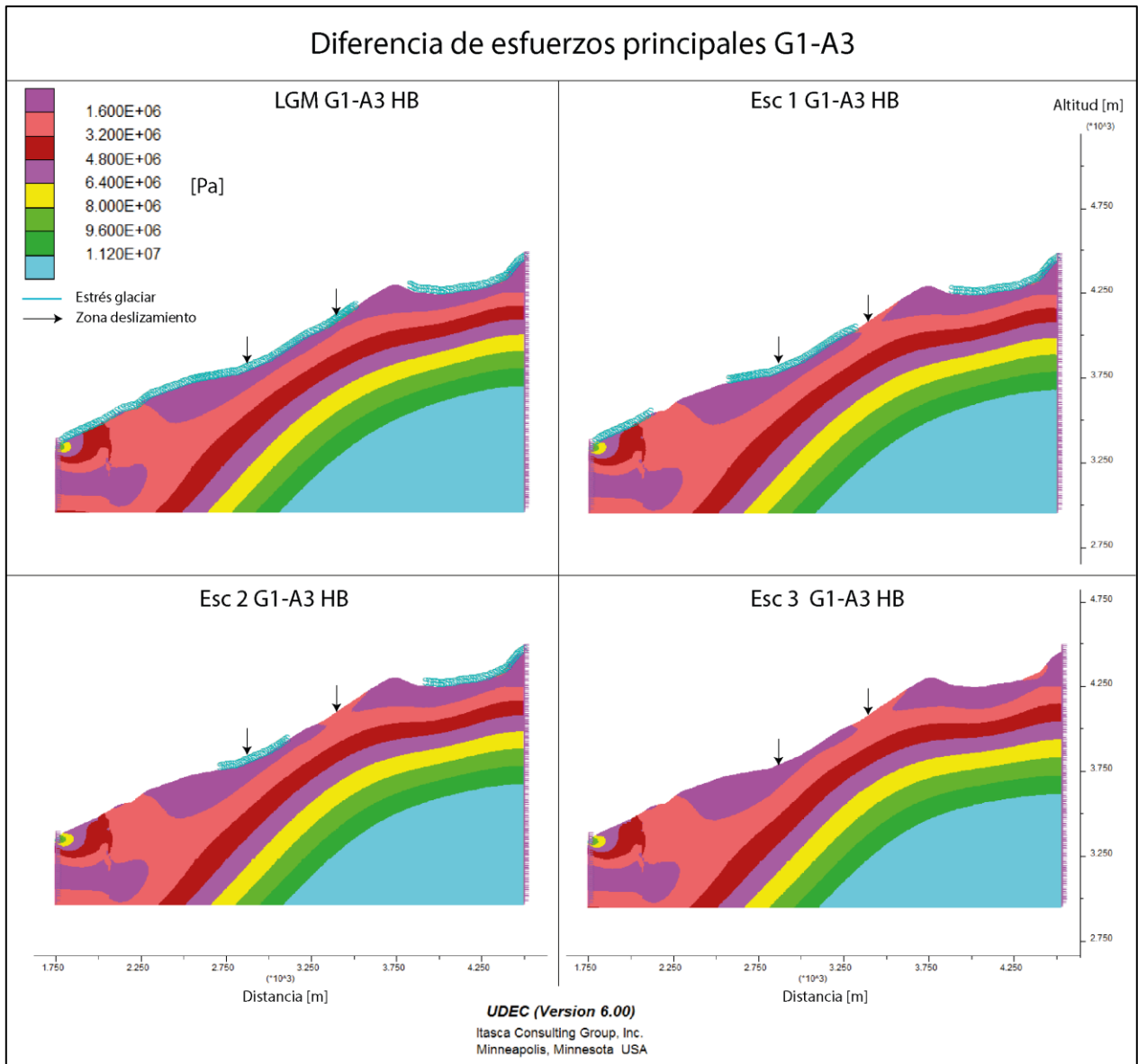


Figura 93: Esfuerzo de corte G1-A3. Flechas negras indican límites el deslizamiento

- A.4

Finalmente, para el caso glaciar G.1, se tiene la configuración A.4 donde se eliminan las discontinuidades ficticias (Figura 94). A excepción de leves variaciones en el costado izquierdo, los contornos de diferencias de esfuerzos principales son prácticamente iguales con respecto a A.3, ratificando el mínimo efecto que realizan estas discontinuidades al resultado final. Por ello, el modelo A.4 se descarta para el glaciar recto y caso G.2.



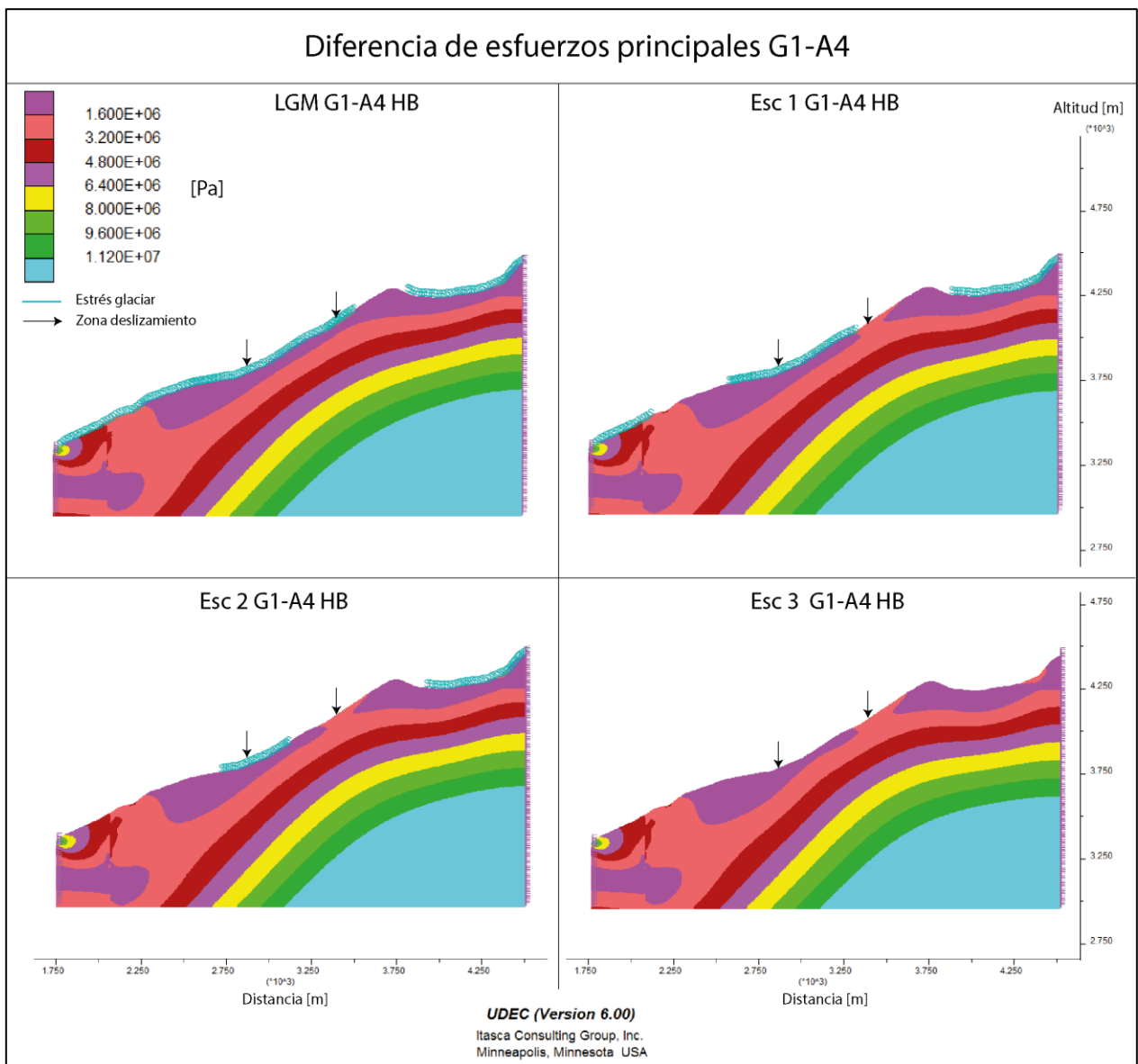


Figura 94: Esfuerzo de corte G1-A4. Flechas negras indican límites el deslizamiento

## G.2

Corresponde al glaciar exagerando espesores a partir de GlaRe, los resultados de igual forma muestran una concentración de esfuerzos en la zona del deslizamiento, pero abarcando más área.

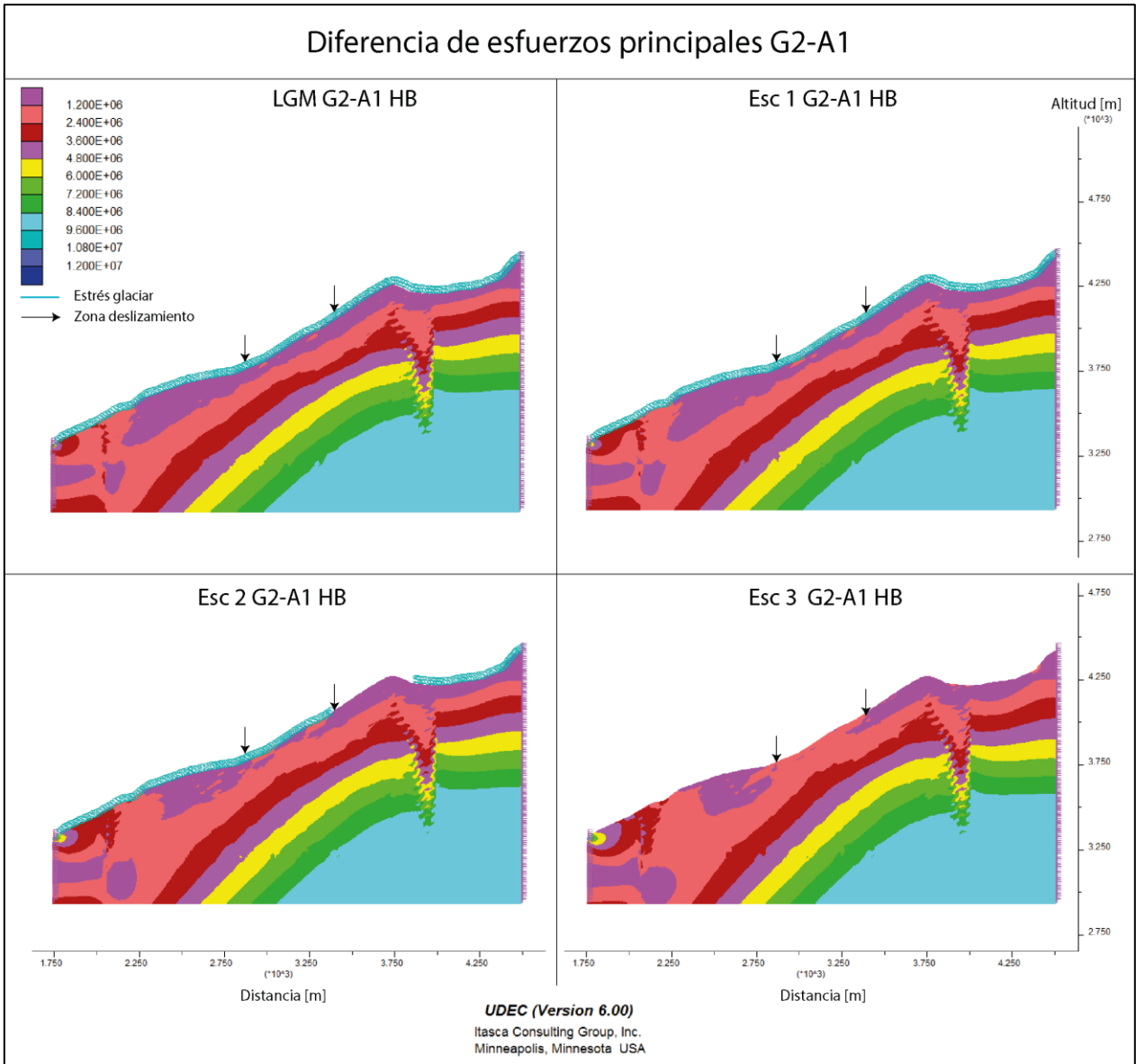


Figura 95: Diferencia de esfuerzos G2-A1

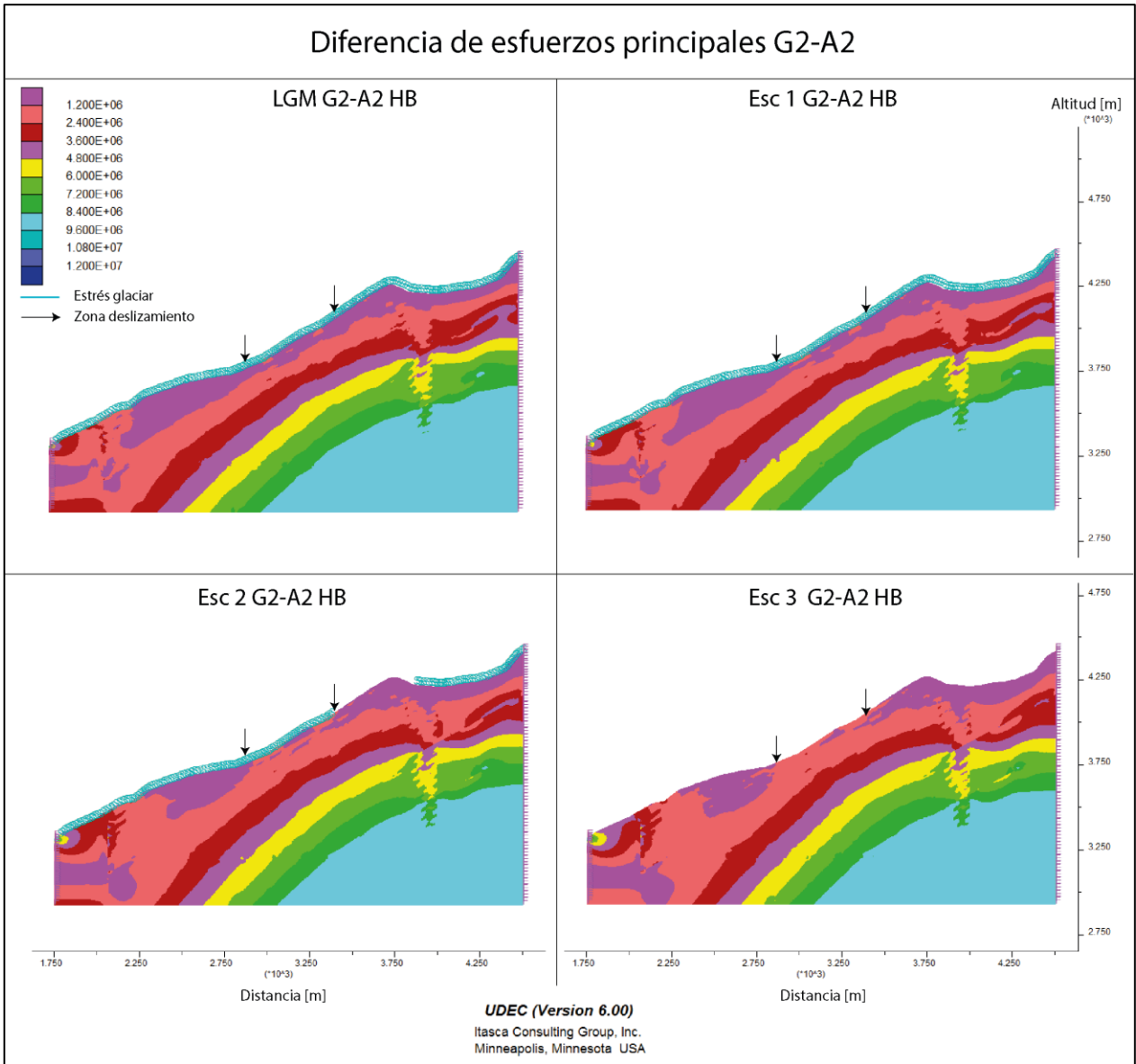


Figura 96: Diferencia de esfuerzos G2-A2

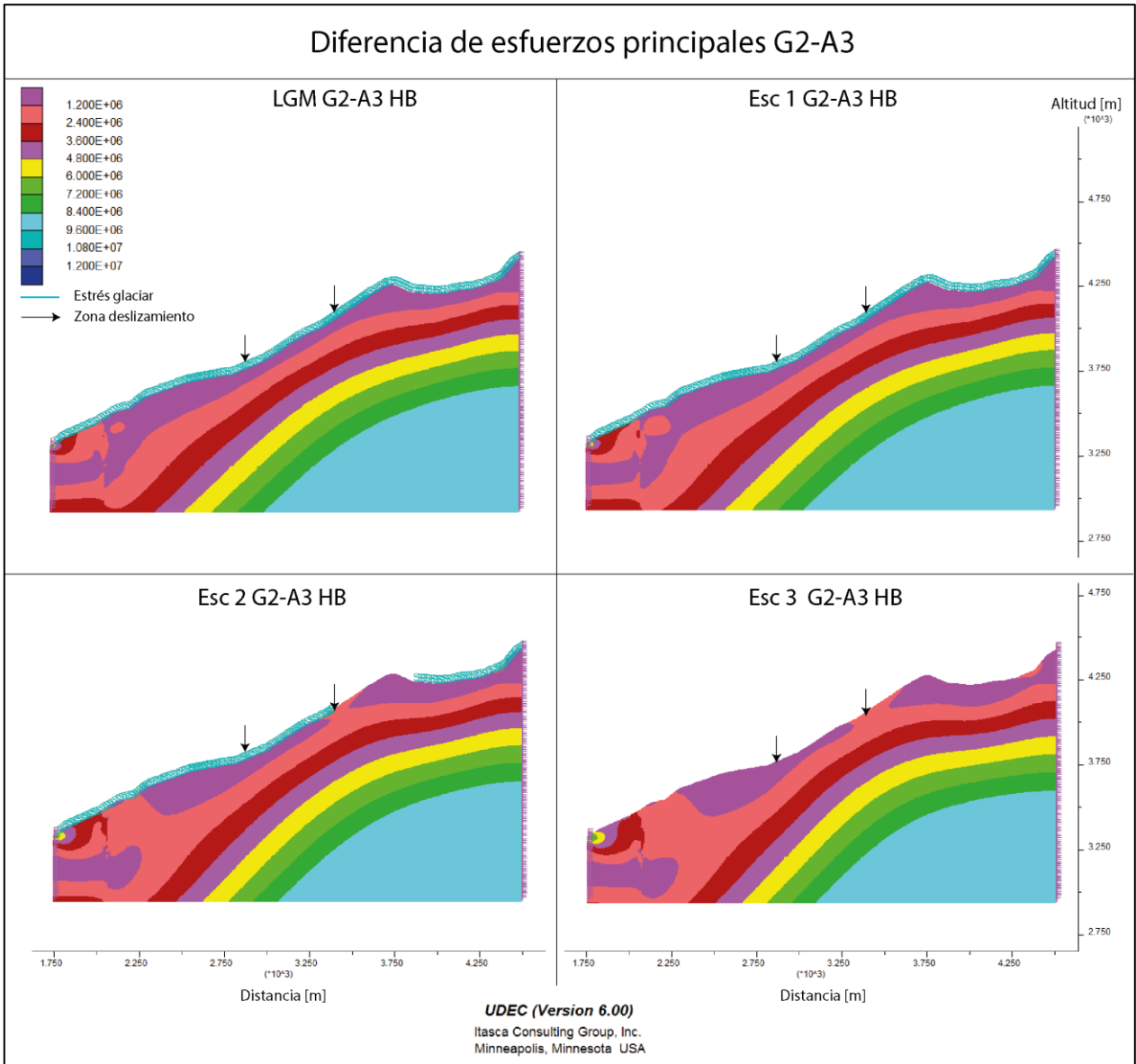


Figura 97: Diferencia de esfuerzos G2-A3

## Anexo D.4: Código UDEC carga glaciar

### Archivo Modelo Dinámico glaciar recto

; Reiniciar condiciones y liberar superficie

reset displacement

reset velocity

boundary xfree yfree range 1.755E3,4.495E3 3.313E3,4.491E3

; Disminución con función carga glaciar recta 4200-3700m

def cicloA1G4M1

e=4200

h=2

loop while e>3700

rgG=917\*9.81\*e\*(-1)

command

boundary xfree yfree range 1.755E3,4.495E3 3.313E3,4.535E3

boundary stress rgG,0.0,rgG xgrad 0.0,0.0,0.0 ygrad 8995.8,0.0,8995.8 range &  
1.76E3,4.49E3 3.313E3,e

cycle 250

end\_command

e=e-h

end\_loop

end

cicloA1G4M1

; Disminución carga glaciar recta 3700-3321m

def cicloA1G4M2

e=3700

h=2

loop while e>3321

rgG=917\*9.81\*e\*(-1)

command

boundary xfree yfree range 1.755E3,4.495E3 3.313E3,4.535E3

boundary stress rgG,0.0,rgG xgrad 0.0,0.0,0.0 ygrad 8995.8,0.0,8995.8 range &  
1.76E3,4.49E3 3.313E3,e

cycle 250

end\_command

e=e-h

end\_loop

end

cicloA1G4M2

## Anexo E. Factor de seguridad

A continuación, se realiza un breve análisis de la estabilidad de la ladera del deslizamiento Yerba Loca a través del software Slide de *Rocscience*. Este programa permite calcular el factor de seguridad (FS) para diferentes criterios de fallas, ingresando los parámetros de los materiales involucrados. Los valores utilizados para cada caso son especificados en las tablas bajo los gráficos obtenidos por el software. Para todos los cálculos se utiliza el método de equilibrio límite para taludes de Janbú. Además, se consideró una tabla de agua para representar la humedad constatada en el sector (ver Figura 56), lo cual concilia con el análisis realizado por SERNAGEOMIN (2019).

En primera instancia se calcula FS para criterio de Hoek-Brown (HB) con los valores utilizados en el modelamiento numérico en UDEC, se deja que el programa encuentre de forma libre la superficie con menor FS.

- HB

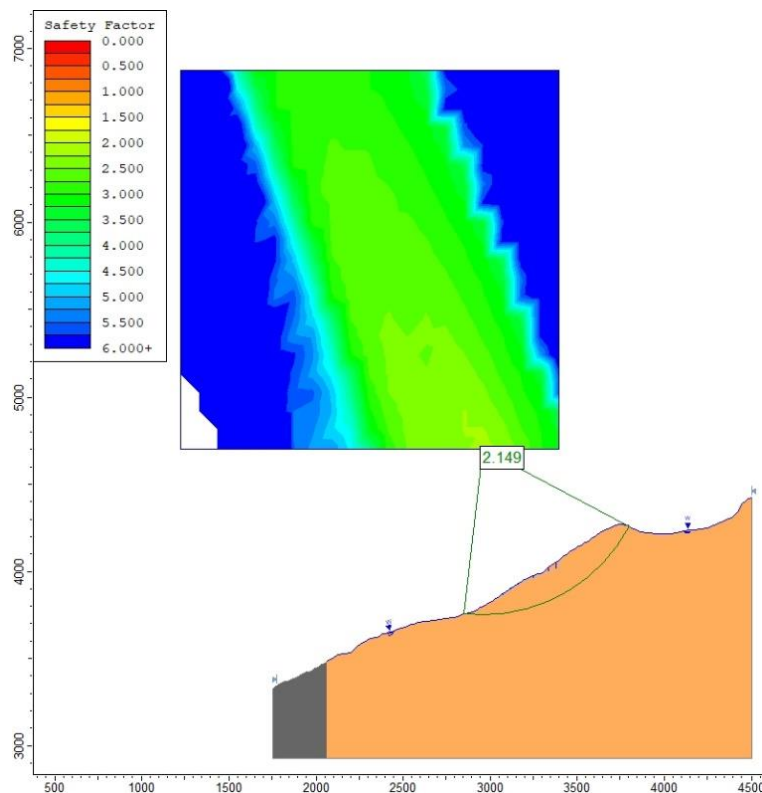


Figura 98: Factor de seguridad 2.149 con HB

Tabla 16: Parámetros para criterio de HB

Parámetros	Toba	Granodiorita
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	20	28
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	22	-
UCS [KN/m <sup>2</sup> ]	1E5	2E5
s	0.0067	0.003865
mb	2.606	5.533

No obstante, SERNAGEOMIN (2019) realiza el cálculo del factor de seguridad con parámetros del criterio de resistencia de Mohr-Coulomb (MC), por lo tanto, se utilizan los datos empleados en el modelo para este criterio.

- MC

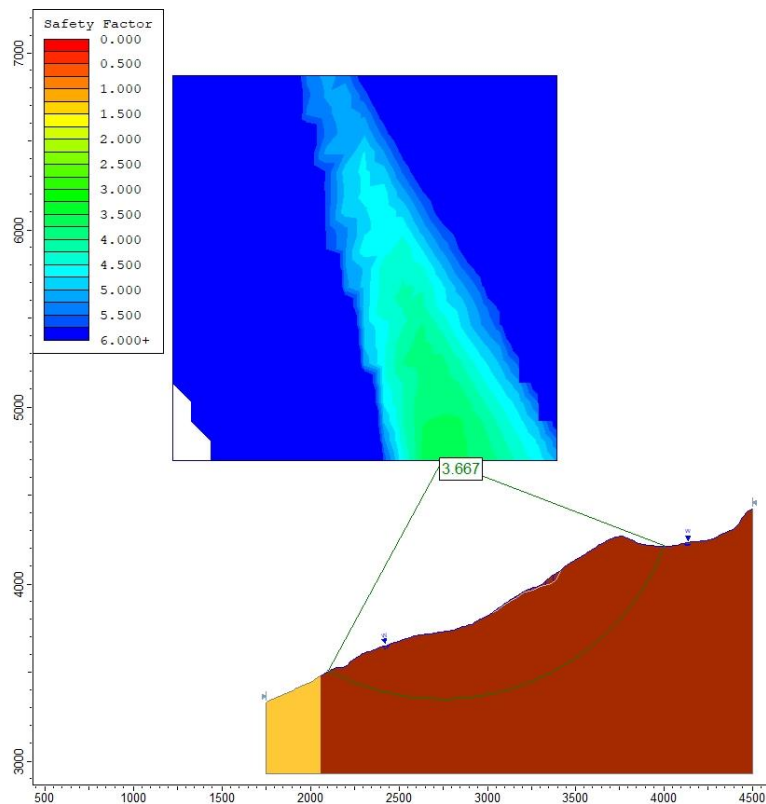


Figura 99: Factor de seguridad 3.667 con MC

Tabla 17: Parámetros para criterio de MC

Parámetros	Toba	Granodiorita
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	20	28
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	22	-
Cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]	5.82E3	5.51E4
Angulo de fricción [°]	40	51

Los valores utilizados por Sernageomin (2019) se encuentran en la Tabla 3, como se aprecia, el valor de la cohesión dista en dos órdenes de magnitud con los utilizados en el modelamiento numérico con UDEC (Tabla 2), esto se debe a que la cohesión utilizada por Sernageomin (2019) corresponde a suelo y no roca ya que realizaron el cálculo del factor de seguridad posterior al deslizamiento, sin embargo, en este caso se está calculando previo al deslizamiento.



Tabla 18: Parámetros para criterio de MC utilizado por SERNAGEOMIN, 2019

Parámetro	Material involucrado
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	18
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	20
Cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]	14
Angulo de fricción [°]	29.89

Se sabe que hubo movimiento previo al deslizamiento Yerba Loca, esto puede generar un debilitamiento de la cohesión por el daño a la roca y/o desplazamiento en las discontinuidades, es por ello que se calculará el factor de seguridad a medida que se va disminuyendo la cohesión de la Tabla 18 hasta llegar a la utilizada por SERNAGEOMIN (2019), esto se realiza en 4 pasos con valores intermedios aleatorios para representar la degradación del parámetro.

Tabla 19: Degradación en las condiciones de cohesión

Disminución de cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]								
5.82E3	→	3E3	→	1E3	→	4E2	→	14

La superficie con menor factor de seguridad será por búsqueda libre, no obstante, se intenta buscar una superficie que se aproxime de mejor manera a la zona del deslizamiento Yerba Loca.

- Cohesión = 5.82E3 [KN/m<sup>2</sup>]

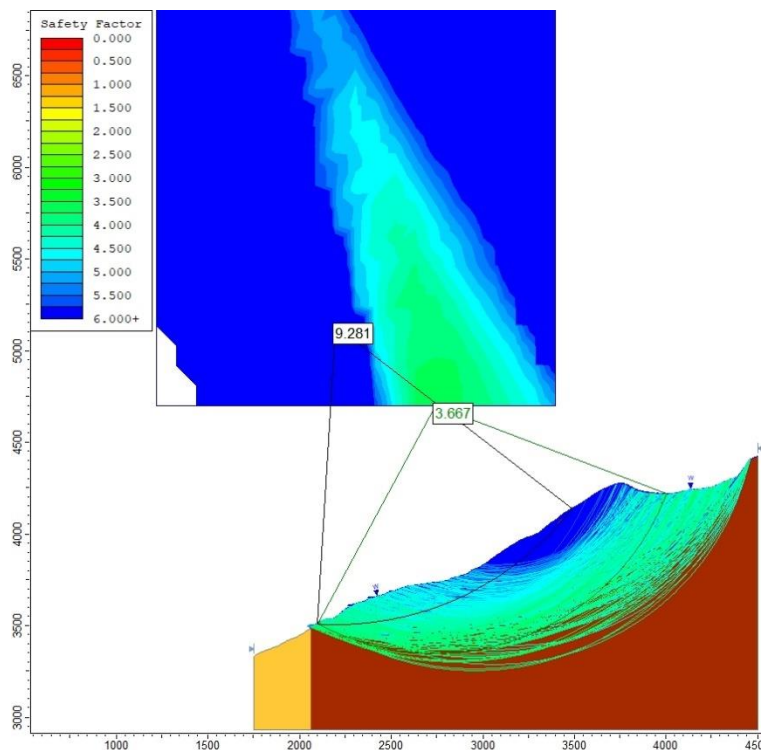


Figura 100: Factor de seguridad menor de 3.667 con C=5.82E3 [KN/m<sup>2</sup>]

Tabla 20: Parámetros para criterio de MC con cohesión 5.82E3 [KN/m<sup>2</sup>]

Parámetros	Toba	Granodiorita
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	20	28
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	22	-
Cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]	<b>5.82E3</b>	5.51E4
Angulo de fricción [°]	40	51

La superficie generada por Slide lo más cercana posible a la zona del deslizamiento Yerba Loca, coincidiendo las coronas, presenta un FS de 9.281 (Figura 100).

- Cohesión = 3E3 [KN/m<sup>2</sup>]

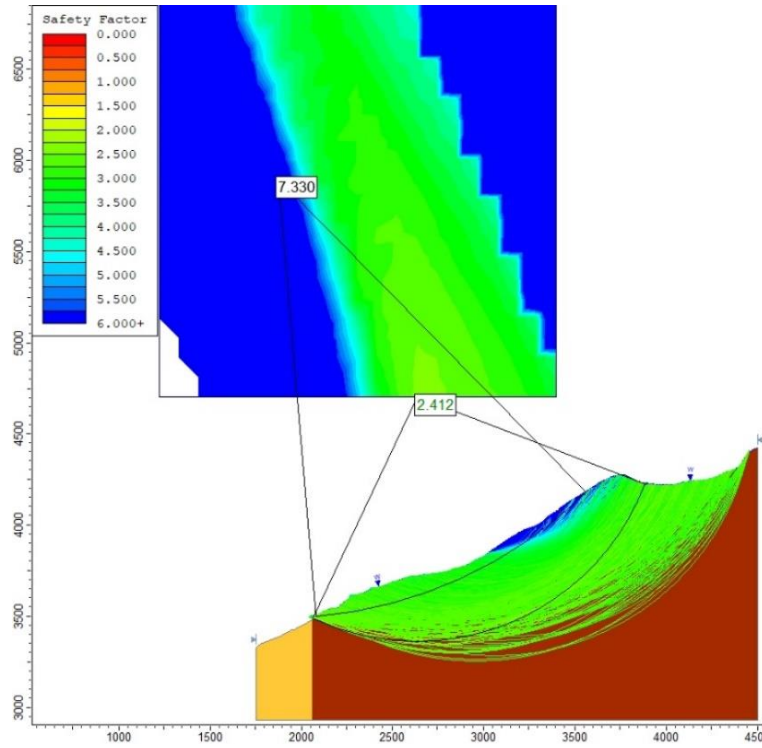


Figura 101: Factor de seguridad menor de 2.412 con C=3E3 [KN/m<sup>2</sup>]

Tabla 21: Parámetros para criterio de MC con cohesión 3E3 [KN/m<sup>2</sup>]

Parámetros	Toba	Granodiorita
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	20	28
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	22	-
Cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]	<b>3E3</b>	5.51E4
Angulo de fricción [°]	40	51

La superficie generada por Slide lo más cercana posible a la zona del deslizamiento Yerba Loca, presenta un FS de 7.330 (Figura 101).

- Cohesión = 1E3 [KN/m<sup>2</sup>]

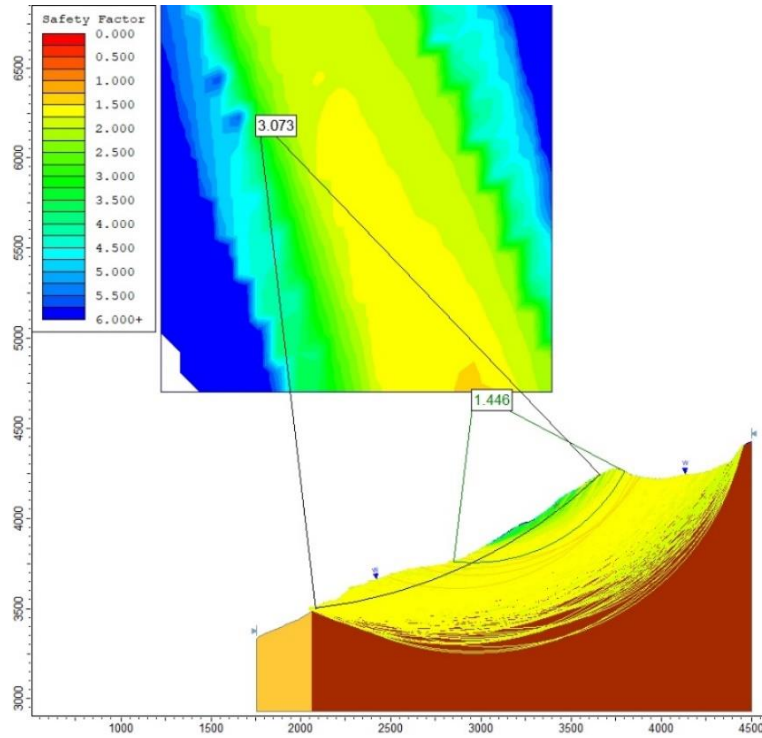


Figura 102: Factor de seguridad menor de 1.446 con  $C=1E3$  [KN/m<sup>2</sup>]

Tabla 22: Parámetros para criterio de MC con cohesión 1E3 [KN/m<sup>2</sup>]

Parámetros	Toba	Granodiorita
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	20	28
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	22	-
Cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]	1E3	5.51E4
Angulo de fricción [°]	40	51

La superficie generada por Slide lo más cercana posible a la zona del deslizamiento Yerba Loca, presenta un FS de 3.073 (Figura 102).

- Cohesión =  $4E2$  [KN/m<sup>2</sup>]

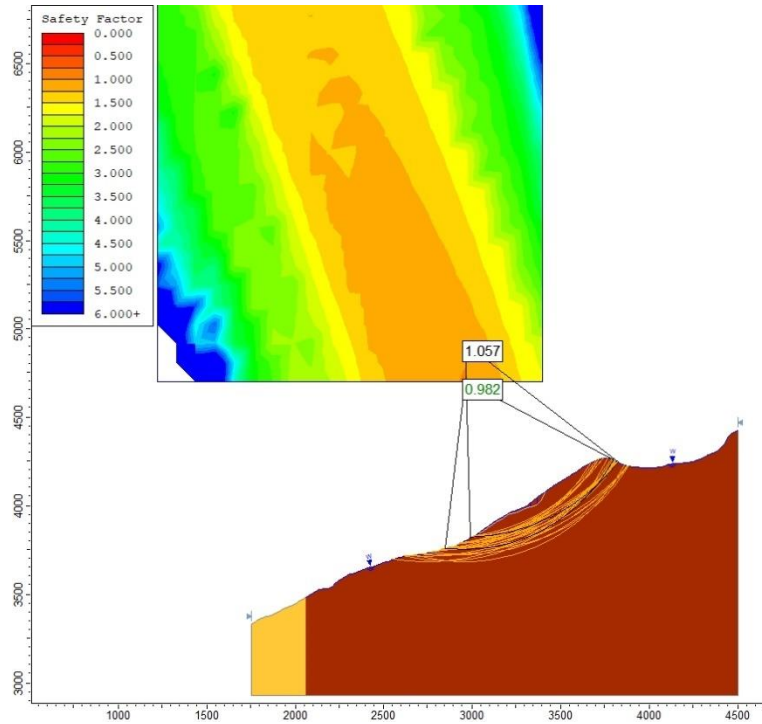


Figura 103: Factor de seguridad menor de 0.982 con  $C=4E2$  [KN/m<sup>2</sup>]

Tabla 23: Parámetros para criterio de MC con cohesión  $4E2$  [KN/m<sup>2</sup>]

Parámetros	Toba	Granodiorita
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	20	28
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	22	-
Cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]	<b>4E2</b>	5.51E4
Angulo de fricción [°]	40	51

La superficie generada por Slide lo más cercana posible a la zona del deslizamiento Yerba Loca, presenta un FS de 1.057 (Figura 103).

- Cohesión = 14 [KN/m<sup>2</sup>]

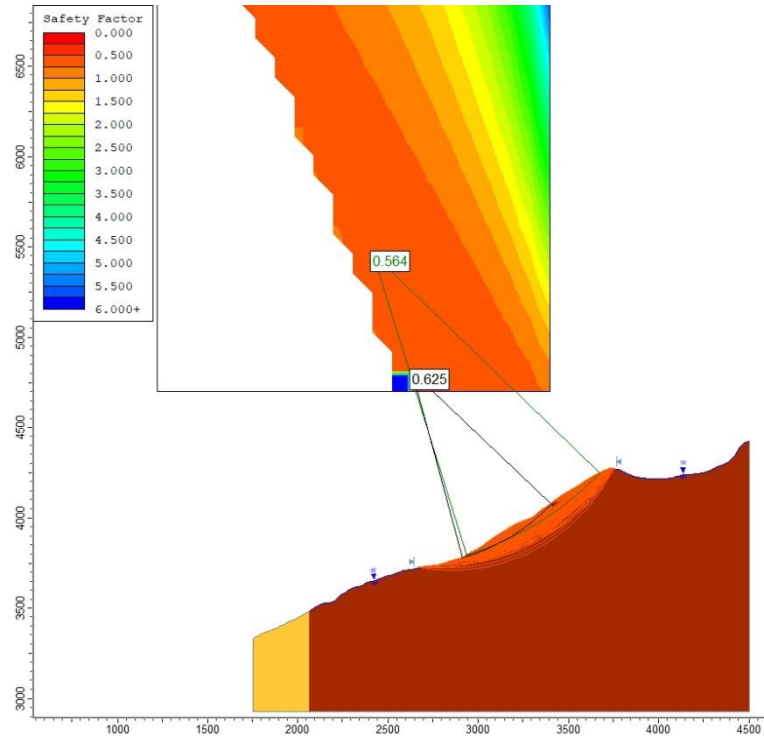


Figura 104: Factor de seguridad menor de 0.625 con C=14 [KN/m<sup>2</sup>]

Tabla 24: Parámetros para criterio de MC con cohesión 14 [KN/m<sup>2</sup>]

Parámetros	Toba	Granodiorita
Peso unitario [KN/m <sup>3</sup> ]	20	28
Peso unitario saturado [KN/m <sup>3</sup> ]	22	-
Cohesión [KN/m <sup>2</sup> ]	14	5.51E4
Angulo de fricción [°]	40	51

La superficie generada por Slide lo más cercana posible a la zona del deslizamiento Yerba Loca, presenta un FS de 0.625 (Figura 104).