



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**“ESTUDIO DE FALLA DE TALUD DEL 16.12.2017 EN VILLA SANTA
LUCÍA”**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

KARLA NAOMI BURGOS ESPINOZA

PROFESOR GUÍA:
FELIPE OCHOA CORNEJO

PROFESORA COGUÍA:
MARISOL LARA CASTILLO

COMISIÓN:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE
2022

“ESTUDIO DE FALLA DE TALUD DEL 16.12.2017 EN VILLA SANTA LUCÍA”

El día 16 de diciembre del año 2017 ocurre un aluvión al sur de Chile, afectando la localidad de Villa Santa Lucía ubicada en la Región de Los Lagos. El evento ocurre tras un deslizamiento de talud rocoso al NO de la localidad a aproximadamente 1400 m.s.n.m.. El deslizamiento moviliza 7 millones de m³ de material, de los cuales, 2 millones fueron depositados sobre la localidad. El evento se produjo tras procesos geológicos, glaciológicos e hidrológicos ocurridos en la zona a lo largo de los años, pero se atribuye el desencadenante a un evento meteorológico de precipitaciones intensas, con 124.8 mm acumulados en las 30 horas previas al evento.

El presente trabajo corresponde a un estudio numérico sobre la falla de talud que genera el deslizamiento el año 2017. El objetivo es desarrollar un modelo numérico que permita estudiar la falla de talud como un evento que ocurre en un ambiente paraglacial, además de investigar el concepto de fallo progresivo mediante la degradación de los parámetros resistentes del macizo rocoso recreado para el estudio.

El desarrollo del trabajo se realiza utilizando el software Universal Distinct Element Code (UDEC), el cual permite modelar bajo las condiciones de los métodos de elementos discretos. El estudio se divide en tres principales etapas: la primera corresponde a una recreación geológica y geotécnica de la zona de estudio a través de dos perfiles topográficos. Luego, se estudia el rol de los procesos glaciares en la iniciación del proceso de falla del talud rocoso. Por último, se estudia el desarrollo del plano de falla de manera progresiva mediante la degradación de la resistencia del macizo rocoso caracterizado.

Independiente del perfil y su configuración, el estudio del rol glaciar presenta entrega resultados similares. El daño residual tras la ejecución de la carga y descarga glaciar, se traduce en acumulaciones de esfuerzos a los pies del talud. Además, se evidencia la redistribución de esfuerzos a lo largo de los modelos, tomando una orientación sub horizontal tras la descarga glaciar.

Por su parte, el desarrollo progresivo de la falla se evidencia en el perfil longitudinal pero no así en el perfil transversal. Esto se debe a que el último se traza sobre un bloque que no desliza completamente. Los indicadores de plasticidad recrean de manera progresiva un resultado similar a la superficie de falla estimada para el año 2017.

A mi familia

Agradecimientos

Primero que todo, a mi familia. Por su apoyo incondicional durante toda mi vida. Gracias a ustedes y a todo el cariño que me han entregado, soy quien soy hoy en día.

Quiero agradecer también a mi Fran, la incondicional desde el año 2012. Gracias por ser la mejor amiga que la vida me pudo entregar, por las risas, los llantos, por ser uno de mis pilares fundamentales en mi vida.

Imposible no nombrar a mis amigos de la universidad. Los que conozco desde el primer día de clases, gracias por convertirse en mi familia, gracias por hacerme parte de sus vidas. Jano, Andrés, Seba y Edu los quiero mucho.

¡A mis amig@s de civil! En especial al Rai, raicito, gracias por acompañarme durante todos estos años de estudios, que no fueron fáciles, pero siempre estuviste presente en los mejores y peores momentos. La Cata, más que una amiga soy tu admiradora, gracias por todo el cariño y las buenas conversas, soy feliz de ser tía del Hachís.

Al tomi, gracias por todo tu apoyo y cariño durante estos dos años juntos. Gracias por hacerme parte de tu vida, somos un tremendo equipo juntos.

Agradezco al profesor Felipe Ochoa, por haber sido un apoyo incondicional durante todo este tiempo, gracias profesor por las palabras de aliento, la paciencia, la buena disposición y por todo el conocimiento que me ha entregado durante este tiempo. Gracias también a la profesora Marisol Lara y el profesor Sergio Sepúlveda, por su tiempo, comentarios y conocimiento entregado durante el desarrollo del proyecto. Agradecimientos también al proyecto Fondecyt 1203060 por su apoyo y financiamiento.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Metodología	3
2. Marco Teórico	5
2.1. Estabilidad de Talud	5
2.1.1. Caracterización Macizo Rcoso	5
2.1.2. Resistencia Macizo Rcoso	6
2.1.2.1. Criterio de Mohr-Coulomb	6
2.1.2.2. Criterio Generalizado de Hoek-Brown	7
2.1.2.3. Resistencia estructuras geológicas	8
2.1.3. Estudio de estabilidad de taludes rocosos	9
2.2. Ambiente Paraglacial	12
2.3. Falla Progresiva	13
2.4. Modelo Digital de Elevación	14
2.4.1. UDEC	15
2.4.1.1. Caso Estático	16
2.4.1.2. Caso Dinámico	16
3. Metodología	17
3.1. Caracterización Zona de Estudio	17
3.1.1. Ubicación	17
3.1.2. Geología de la Zona	17
3.1.3. Antecedentes de la Zona de Estudio	19
3.1.4. Aluvión de Villa Santa Lucía	19
3.2. Desarrollo del Modelo	25
3.2.1. Topografía del Talud	25
3.2.2. Estudio Analítico	27
3.2.3. Propiedades de los Materiales del Talud	28
3.2.4. Estructuras del Talud	31
3.2.5. Configuración Modelos	32
4. Resultados	35
4.1. Análisis Estático	36
4.2. Etapa 1: Rol de Procesos Glaciares	38
4.2.1. Perfil Longitudinal	40
4.2.1.1. Modelo inicial	40

4.2.1.2.	Modelo con fracturamiento sub vertical	41
4.2.2.	Perfil Transversal	42
4.2.3.	Modelo inicial	42
4.2.3.1.	Modelo acortado	43
4.2.3.2.	Modelo con fracturamiento sub vertical	44
4.3.	Etapa 2: Desarrollo Progresivo del Plano de Falla	45
4.3.1.	Perfil Longitudinal	46
4.3.1.1.	Modelo inicial	46
4.3.1.2.	Modelo con fracturamiento sub vertical	48
4.3.2.	Perfil Transversal	50
4.3.2.1.	Modelo inicial	50
4.3.2.2.	Modelo acortado	52
4.3.2.3.	Modelo con fracturamiento sub vertical	54
5.	Análisis y Discusión de Resultados	57
5.1.	Configuración Modelos	57
5.1.1.	Geometría Modelos	57
5.1.2.	Estructuras Geológicas	58
5.1.3.	Materiales del Talud	59
5.1.4.	Modelos Constitutivos	60
5.1.5.	Red de zonas deformables y tamaño del modelo	60
5.1.6.	Condiciones de borde	61
5.2.	Interpretación de Resultados	62
5.2.1.	Efecto de la carga y descarga glaciar sobre la ladera	62
5.2.2.	Etapa 2	63
6.	Conclusiones	65
6.1.	Recomendaciones	66
	Bibliografía	67
A.	Topografía de los perfiles de estudio	72
B.	Detalle validación modelo estático	73
B.1.	Perfil Longitudinal	73
B.1.1.	Modelo Inicial	73
B.1.2.	Modelo Fracturamiento sub vertical	74
B.2.	Perfil Transversal	74
B.2.1.	Modelo Inicial	75
B.2.2.	Modelo Acortado	76
B.2.3.	Modelo Fracturamiento sub vertical	77
C.	Resultado Rol Procesos Glaciares	78
C.1.	Perfil Longitudinal	78
C.1.1.	Modelo Inicial	79
C.2.	Perfil Transversal 2	80
C.2.1.	Modelo Inicial	81

Índice de Tablas

3.1.	Parámetros representativos del comportamiento de las discontinuidades según el criterio de Mohr-Coulomb.	27
3.2.	Parámetros de roca intacta Toba según el criterio de Mohr-Coulomb	28
3.3.	Parámetros de roca intacta Tonalita según el criterio de Mohr-Coulomb	29
3.4.	Parámetros de macizo rocoso para Toba y Tonalita según el criterio de Mohr-Coulomb equivalente a partir de parámetros de criterio de Hoek-Brown Generalizado.	30
3.5.	Caracterización discontinuidades.	31
4.1.	Etapas de daño de los parámetros de resistencia de Toba.	46
5.1.	Datos Geométricos Perfiles Topográficos	58
5.2.	Parámetros resistentes de roca intacta para andesita y toba según recolección bibliográfica.	59
5.3.	Comparación superficie de fallas obtenidas para el perfil longitudinal.	63

Índice de Ilustraciones

1.1.	Diagrama metodología empleada.	4
2.1.	Transición de Roca Intacta a Macizo Rocosó (Read et al., 2009)	6
2.2.	Relación entre esfuerzos principales mayores y menores del criterio de Hoek-Brown y Mohr-Coulomb (Hoek et al., 2002).	8
2.3.	Diagrama de cuerpo libre en falla tipo planar.	10
2.4.	Diagrama de cuerpo libre en variación de falla tipo planar considerando la persistencia de las discontinuidades.	11
2.5.	Diagrama de cuerpo libre en variación de falla tipo planar considerando la resistencia a la tracción de los puentes de roca intacta.	11
2.6.	Proceso inicial de un fallo progresivo (Leroueil et al., 2012)	13
2.7.	Falla en materiales frágiles (editado de Hajiabdolmajid et al., 2003).	14
3.1.	Ubicación zona de estudio.	18
3.2.	Carta geológica zona de estudio (Somos-Valenzuela et al., 2020)	18
3.3.	Mapa peligros geológicos que pueden afectar Villa Santa Lucía (Sernageomin, 2008).	19
3.4.	Área de generación del deslizamiento. Línea segmentada presenta el escarpe de la remoción en masa (Sernageomin, 2017).	20
3.5.	Zona superior del escarpe con grietas abiertas (Sernageomin, 2018).	21
3.6.	Variaciones glaciares holocénicas (Rivera, 2017).	22
3.7.	Distribución de eventos históricos de precipitaciones con un acumulado en 48 horas mayor a 1 [mm]. La línea roja indica la cantidad acumulada entre los días 15 y 16 de diciembre del año 2017 (Rivera, 2017).	23
3.8.	Perfil y esquema de condición al año 2016 y posterior al deslizamiento (Sernageomin, 2018).	24
3.9.	Modelo Elevación Digital año 2018.	25
3.10.	Ubicación y orientación de los perfiles topográficos, en amarillo se indica la zona del deslizamiento.	26
3.11.	Perfiles Topográficos	26
3.12.	Factor de Seguridad en función de la cohesión y el ángulo de fricción en Toba	28
3.13.	Geological Strength Index para las rocas de la zona de estudio (Modificado de Marinos, P., et al., (2000)).	30
3.14.	Zona del deslizamiento diferenciando la roca volcánica del intrusivo tonalítico.	31
3.15.	Características geológicas de la zona (Sernageomin, 2018).	32
3.16.	Configuración modelo perfil longitudinal.	32
3.17.	Característica modelo perfil transversal.	33
3.18.	Modelo perfil longitudinal con fracturamiento sub vertical.	33
3.19.	Modelo perfil transversal acortado.	34
3.20.	Modelo perfil transversal acortado con fracturamiento sub vertical.	34

4.1.	En línea negra la aproximación del perfil longitudinal.	35
4.2.	En línea negra la aproximación del perfil transversal.	35
4.3.	Fuerzas desbalanceadas en perfil longitudinal.	37
4.4.	Indicadores de plasticidad en perfil longitudinal.	37
4.5.	Fuerzas desbalanceadas en perfil transversal.	37
4.6.	Indicadores de plasticidad en perfil transversal.	38
4.7.	Etapas de altura de carga y descarga glaciár en perfil longitudinal.	39
4.8.	Etapas de altura de carga y descarga glaciár en perfil transversal.	39
4.9.	Diferencia de esfuerzos en el modelo inicial del perfil longitudinal (a) Etapa previa a la carga glaciár, (b) Etapa posterior a la descarga glaciár. En línea negra se encuentra la superficie de falla estimada.	40
4.10.	Diferencia de esfuerzos en el modelo con fracturamiento sub vertical del perfil longitudinal (a) Etapa previa a la carga glaciár, (b) Etapa posterior a la descarga glaciár. En línea negra se encuentra la superficie de falla estimada.	41
4.11.	Tensiones de corte en el modelo inicial del perfil transversal (a) Etapa previa a la carga glaciár, (b) Etapa posterior a la descarga glaciár.	43
4.12.	Tensiones de corte en el modelo acertado del perfil transversal (a) Etapa previa a la carga glaciár, (b) Etapa posterior a la descarga glaciár.	44
4.13.	Tensiones de corte en el modelo con fracturamiento sub vertical del perfil transversal (a) Etapa previa a la carga glaciár, (b) Etapa posterior a la descarga glaciár.	45
4.14.	Indicadores de plasticidad y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).	47
4.15.	Desplazamientos horizontales a través de las etapas de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.	48
4.16.	Indicadores de plasticidad y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).	49
4.17.	Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.	50
4.18.	Desarrollo progresivo del plano de falla y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).	51
4.19.	Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.	52
4.20.	Desarrollo progresivo del plano de falla y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).	53
4.21.	Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.	54
4.22.	Desarrollo progresivo del plano de falla y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).	55
4.23.	Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.	56
A.1.	Coordenadas Perfiles Transversales	72
B.1.	Resultados análisis estático.	73
B.2.	Resultados análisis estático.	74
B.3.	Resultados análisis estático.	75
B.4.	Resultados análisis estático.	76
B.5.	Resultados análisis estático.	77

C.1.	Resultados carga glaciar.	79
C.2.	Resultados descarga glaciar.	80
C.3.	Resultados carga glaciar.	81
C.4.	Resultados descarga glaciar.	82

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

Los desastres naturales han formado parte de la historia mundial desde siempre y han sido de los pilares fundamentales en los procesos evolutivos de la Tierra. Dentro de estos tipos de eventos es posible encontrar los deslizamientos, que se refieren al movimiento de material meteorizado, ya sea roca o suelo, a través de una pendiente por la acción de la gravedad (Chuang et al, 2018). Los deslizamientos se encuentran relacionados con eventos como los terremotos, actividad volcánica, precipitaciones y desarrollo humano, llegando a destruir asentamientos urbanos y dañando la actividad económica del lugar afectado.

Grandes deslizamientos en zonas montañosas se han registrado a lo largo de la historia. Uno de estos casos es lo ocurrido en Suiza, el gran deslizamiento de Randa el año 1991. Según Eberhardt et al., (2004), lo ocurrido en Randa no presenta un evento desencadenante, entonces, al estudiarlo decide implementar el concepto de falla progresiva. Este proceso ocurre en un talud, cuando la resistencia última al corte del material es superada y movilizada a través de una superficie de ruptura (Leroueil et al., 2012), teniendo inicio en un sector con acumulación de esfuerzos mayores en relación con los que se encuentran en el talud. Otra zona con grandes deslizamientos en Suiza corresponde a la región del glaciar Aletsch. Grämiger et al., (2017), realiza un trabajo sobre el daño generado en las laderas rocosas por los ciclos glaciares en la zona del glaciar, buscando un vínculo entre el proceso de deglaciación y el inicio de los deslizamientos. Lo que tienen en común estos dos casos de estudio es la antigua presencia de un glaciar en la zona, que tuvieron un proceso de deglaciación y les entregaron características de ambientes paraglaciaros a los lugares afectados.

Según el Diagnóstico Nacional de Montaña-Chile, FAO del año 2012, el territorio chileno conformado por montañas corresponde a un 63,8 % y, aproximadamente un 20 % de la población chilena habita en estas zonas. Las grandes precipitaciones y los sismos que comúnmente ocurren en Chile, contribuyen a la generación de deslizamientos en las zonas montañosas, sumando un total de 118 fallecidos, atribuidos a deslizamientos a lo largo de todo el país en el periodo de 1938-2020 (Marín et al., 2021).

El día 16 de diciembre del año 2017, ocurre un aluvión al sur de Chile afectando la localidad de Villa Santa Lucía, ubicada en la Región de Los Lagos, reportando un total de 22 fallecidos. El deslizamiento ocurre en un sector del Complejo Volcánico del Cordón Yelcho, aguas abajo

del glaciar CL111023182, el cual se ubica al NO de Villa Santa Lucía. El evento movilizó aproximadamente 7 millones de m^3 de material, de los cuales 2 millones de m^3 fueron depositados sobre la localidad de Villa Santa Lucía, cubriendo una superficie de 900 100 m^2 . El deslizamiento se desencadenó tras un frente de precipitaciones cálidas, con 112,8 [mm] de precipitación acumuladas durante las 24 horas previas al evento, además el punto de isoterma 0°C se encontraba a una altura elevada, lo que permitió la ocurrencia de precipitaciones líquidas en el área de generación (Sernageomin, 2018). En el presente trabajo, se postula la hipótesis que la falla de talud que genera el deslizamiento se desarrolla de manera progresiva, iniciando durante el proceso de deglaciación del glaciar CL111023182.

Una de las formas de estudiar este tipo de fenómeno es mediante la utilización de modelos numéricos, los cuales permiten obtener la respuesta del material ante variaciones en los campos tensionales. Dentro de la modelación numérica es posible encontrar los Métodos de Elementos Distintos (DEM), estos permiten representar un medio discontinuo a través de la existencia de contactos entre cuerpos discretos que componen el sistema (Itasca, 2014). Universal Distinct Element Code (UDEC) corresponde a un programa numérico bidimensional que simula la respuesta cuasi estática o dinámica a la carga en medios discontinuos. Existen considerables estudios que utilizan UDEC para estudiar el comportamiento de taludes rocosos, dentro de los cuales es posible encontrar estudios sobre su estabilidad (Roslan et al., (2020)), análisis de los efectos causados por sismos en macizos rocosos (García, (2016), Escudero, (2017)), estudio de las consecuencias del agua a través de las discontinuidades en la estabilidad de las laderas (Rivillo, (2019)), análisis del desarrollo de falla progresiva (Eberhardt et al., (2004)) y estudio sobre el daño de los procesos glaciares en las laderas rocosas (Grämiger et al., (2017)).

El presente trabajo busca estudiar los efectos de un ambiente paraglacial en la estabilidad del talud rocoso mediante la modelación numérica, y analizar las condiciones de una posible falla progresiva que se desarrolló en Villa Santa Lucía.

1.2. Objetivos

El objetivo general del trabajo es analizar la falla de talud que generó el deslizamiento del aluvión de Villa Santa Lucía, como un evento ocurrido en un ambiente paraglacial y que se desarrolla de manera progresiva a lo largo de los años.

Los objetivos específicos son:

1. Estudiar de manera analítica la falla de talud que generó el deslizamiento en Villa Santa Lucía.
2. Reconstruir geométrica, geológica y geotécnicamente la zona del deslizamiento en el software Universal Distinct Element Code (UDEC).
3. Analizar el rol del glaciar CL111023182 en el proceso de iniciación de la falla de talud.
4. Examinar el proceso de desarrollo de la falla progresiva mediante la variación de las propiedades resistentes de la roca.

1.3. Metodología

La metodología del trabajo se representa en la Figura 1.1, la cual muestra un diagrama con las etapas principales del estudio. La primera corresponde a la obtención de perfiles topográficos a partir de modelos de elevación digital (DEM), para lo cual se utiliza información entregada por el satélite ALOS, de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA) del año 2011, y se compara con la información obtenida a través de instrumentos de medición topográfica láser (LIDAR) por Sernageomin posterior al evento del año 2017. De esta forma se obtienen perfiles con la comparación de la topografía previa y posterior al deslizamiento, siendo posible realizar estudios analíticos a la superficie de falla estimada. Se realiza, también, una revisión bibliográfica con la finalidad de obtener y definir las características geológicas de la zona, los parámetros mecánicos de los distintos tipos de roca presentes en el lugar, y también los parámetros mecánicos de las discontinuidades.

Las etapas siguientes corresponden a la modelación del talud en el software UDEC. Se evalúa la estabilidad de dos perfiles, uno longitudinal y otro transversal, analizando las propiedades escogidas para los materiales y para las discontinuidades según el criterio de Mohr-Coulomb, incorporando las características geológicas y definiendo condiciones de borde y zonificación de los modelos. Para estudiar el rol que cumple el glaciar en la inestabilidad de la ladera rocosa, se modela un ciclo carga-descarga del glaciar como condición de borde tensional. Se realizan 5 etapas de carga (y descarga) con una altura aproximada de 50 [m] cada una, esto con la finalidad de realizar el análisis de manera paulatina.

El proceso de estudio del desarrollo de la falla progresiva del talud, se modela variando los parámetros resistentes del macizo rocoso según el modelo constitutivo de Mohr-Coulomb. La variación busca representar el estado de daño que sufre el material rocoso a través de los años. El objetivo principal de esta etapa es buscar desarrollar la superficie de falla del evento ocurrido el año 2017. La metodología completa del trabajo se representa de manera resumida en el diagrama de la Figura 1.1.

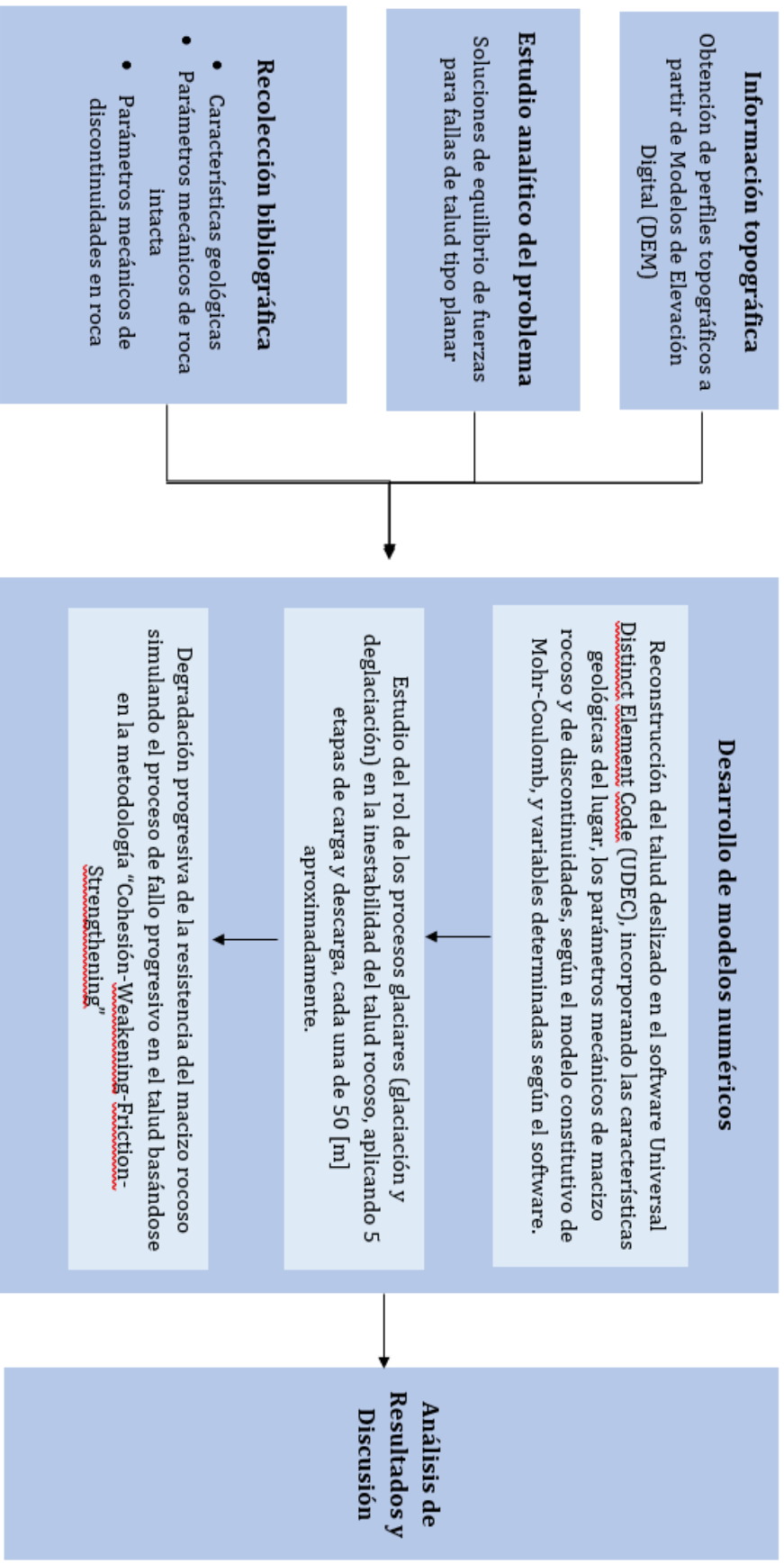


Figura 1.1: Diagrama metodología empleada.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Estabilidad de Talud

2.1.1. Caracterización Macizo Rocoso

El término macizo rocoso hace referencia al conjunto de los bloques de roca intacta y las estructuras geológicas presentes en su interior, convirtiéndolo mecánicamente en un medio discontinuo, anisótropo y heterogéneo. Su caracterización y estudio a través de la mecánica de rocas es fundamental en los análisis de estabilidad de taludes, ya que estos van a estar condicionados por sus características geométricas (altura e inclinación), factores geológicos, y factores geotécnicos referentes a su deformación y resistencia (González de Vallejo et al., 2002).

Es necesario definir los dos conceptos que constituyen a un macizo rocoso. Los bloques de roca intacta corresponden a material rocoso sin discontinuidades, o de forma más técnica, a un conjunto de partículas mineralógicas que se encuentran consolidadas y cementadas. De manera mecánica es posible obtener de la roca intacta la resistencia a la compresión uniaxial (UCS), deformabilidad a partir del módulo de Young y la razón de Poisson (Hoek et al, 1977). Hay que tener en cuenta que la resistencia y las propiedades de deformación de la roca disminuyen a medida que se va incrementando el volumen de la muestra, esto se conoce como efecto escala y es causado debido al aumento de la probabilidad de encontrar estructuras geológicas y defectos en la roca (Figura 2.1) (Read et al., 2009). Por otra parte, las discontinuidades corresponden a planos de debilidad que perturban la uniformidad del material rocoso, presentando propiedades de resistencia y deformación distintas a las encontradas en la roca intacta. Los planos de debilidad pueden ser fallas, diaclasas, planos de estratificación, planos de laminación, pliegues y diques (Hoek et al, 1977).

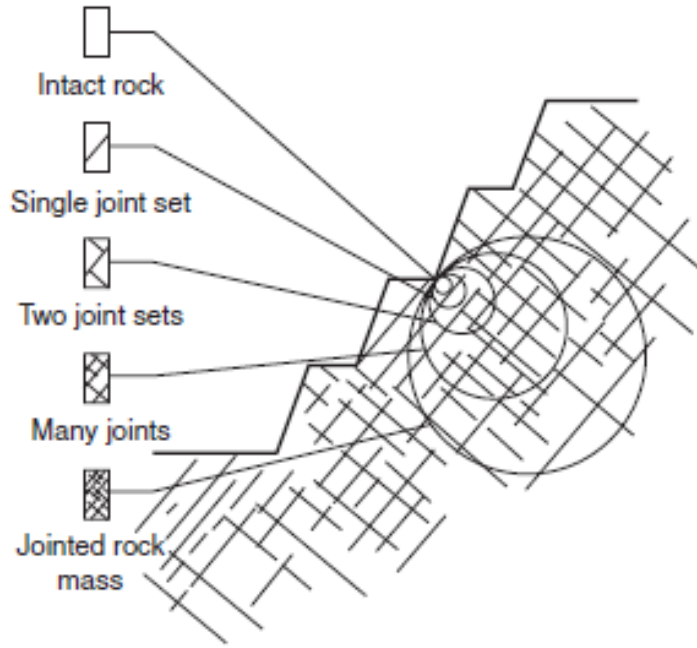


Figura 2.1: Transición de Roca Intacta a Macizo Rocoso (Read et al., 2009)

2.1.2. Resistencia Macizo Rocoso

La presencia de las discontinuidades en un macizo rocoso supone una preocupación por la tendencia al deslizamiento entre dos superficies, producto de la notoria diferencia de propiedades que existe entre la roca intacta y las estructuras. Ante eso, es necesario estudiar la resistencia al corte y los criterios de falla, los cuales analizan el comportamiento de la roca intacta o del macizo rocoso.

2.1.2.1. Criterio de Mohr-Coulomb

El criterio de Mohr-Coulomb establece una superficie de falla lineal, definida a través de la cohesión del material (c), el ángulo de fricción interna (ϕ) y el esfuerzo al que se encuentra sometido (σ_n). Con lo anterior, es posible obtener la relación entre las tensiones normal y tangencial al momento de producirse la falla mediante la ecuación 2.1 (González de Vallejo et al., 2002), donde τ representa la tensión de corte.

$$\tau = c + \sigma_n \tan(\phi) \quad (2.1)$$

La manera equivalente de representar la superficie de falla, pero en términos de esfuerzos principales mayores y menores, se define de la siguiente manera (Hoek et al., 2002):

$$\sigma'_1 = \frac{2c' \cos\phi'}{1 - \sin\phi'} + \frac{1 + \sin\phi'}{1 - \sin\phi'} \sigma'_3 \quad (2.2)$$

El criterio de Mohr-Coulomb a pesar de enfocarse principalmente en la caracterización de la roca intacta, es de los criterios más utilizados en la modelación numérica debido a la facilidad para definir los parámetros de la roca (Hoek et al., 2002). Sin embargo, no se ajusta al comportamiento real presentado por el material rocoso de manera experimental (González de Vallejo et al., 2002).

2.1.2.2. Criterio Generalizado de Hoek-Brown

El criterio de Hoek-Brown fue introducido para el diseño de excavaciones en roca, el cual supone una envolvente de falla no lineal mediante la ecuación 2.3. Tiene como objetivo buscar la determinación empírica de la resistencia de un macizo rocoso, mediante la utilización de propiedades de roca intacta y discontinuidades, las cuales son caracterizadas a través del geological strength index (GSI) (Hoek et al., 2002).

$$\sigma'_1 = \sigma'_3 + \sigma_{ci} \left(m_b \frac{\sigma'_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a \quad (2.3)$$

Donde σ'_1 y σ'_3 corresponden a las tensiones principales efectivas mayor y menor, σ_{ci} es la resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta. Mientras que m_b , s y a son constantes del material rocoso que se obtienen a partir de la ecuación 2.4, 2.5, 2.6 respectivamente.

$$m_b = m_i \exp \left(\frac{GSI - 100}{28 - 14D} \right) \quad (2.4)$$

$$s = \exp \left(\frac{GSI - 100}{9 - 3D} \right) \quad (2.5)$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6} \left(e^{-GSI/15} - e^{-20/3} \right) \quad (2.6)$$

Con m_i , valor constante intrínseco al tipo de roca dependiente de la mineralogía, la composición y el tamaño de grano de la roca intacta, el *Geological Strength Index* (GSI), sistema de clasificación del macizo rocoso en función de su carácter geológico, y D correspondiente a un factor que tiene en cuenta el daño por voladura cercano a la superficie y la relajación de tensiones (Eberhardt., 2012).

A pesar de considerar que el criterio de Hoek-Brown es adecuado para evaluar la resistencia de un macizo rocoso, gran parte de los software aplicados en la geotecnia siguen trabajando sobre la base del criterio de Mohr-Coulomb (Hoek et al., 2002), haciendo necesaria la determinación equivalente de un ángulo de fricción y una resistencia cohesiva para el macizo rocoso. La conversión de los parámetros se realiza ajustando una relación lineal media a la envolvente de falla no lineal de Hoek-Brown, utilizando un rango de tensiones principales definido por $\sigma_t < \sigma_3 < \sigma'_3$ (Eberhardt., 2012). La idea es equilibrar las áreas sobre y debajo de la curva de Mohr-Coulomb (Figura 2.2), correspondiente a la ecuación 2.2, entregando las

soluciones 2.7 y 2.8 para el ángulo de fricción y la resistencia cohesiva (Hoek et al., 2002).

$$\phi' = \sin^{-1} \left[\frac{6am_b (s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1}}{2(1+a)(2+a) + 6am_b (s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1}} \right] \quad (2.7)$$

$$c' = \frac{\sigma_{ci} [(1+2a)s + (1-a)m_b \sigma'_{3n}] (s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1}}{(1+a)(2+a) \sqrt{1 + \left(6am_b (s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1} / ((1+a)(2+a)) \right)}} \quad (2.8)$$

Donde $\sigma_{3n} = \sigma'_{3max} / \sigma_{ci}$.

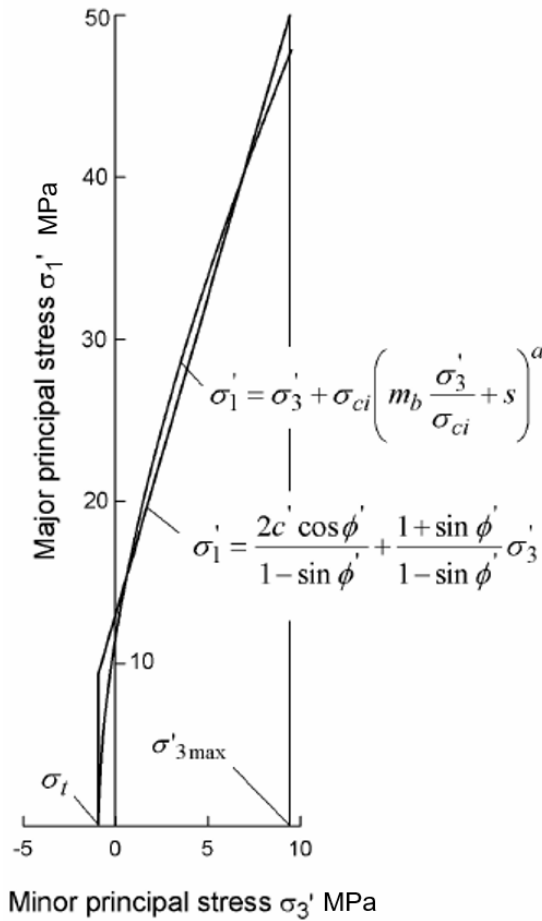


Figura 2.2: Relación entre esfuerzos principales mayores y menores del criterio de Hoek-Brown y Mohr-Coulomb (Hoek et al., 2002).

2.1.2.3. Resistencia estructuras geológicas

Para los planos de discontinuidad, la resistencia al corte puede ser evaluada mediante el criterio de rotura de Mohr-Coulomb, donde la resistencia máxima viene dada por la siguiente

ecuación (Read et al., 2009):

$$\tau_{max} = c_j + \sigma_n \tan(\phi_j) \quad (2.9)$$

Donde c_j y ϕ_j corresponden a la cohesión y el ángulo de fricción de la estructura en la condición de resistencia máxima, σ_n el valor de la tensión normal efectiva que actúa sobre el plano de la discontinuidad. En estos casos, la resistencia al corte dependen principalmente de la fricción de los planos de la discontinuidad, siendo la rugosidad el factor que toma mayor relevancia en la resistencia friccional (González de Vallejo et al., 2002).

Al estudiar estructuras con rugosidades o irregularidades es necesario definir un ángulo de rugosidad i , el cual según Barton (1973), corresponde a la desviación de los desplazamientos de las partículas con respecto a la dirección del esfuerzo cortante aplicado. De esta manera se obtiene un nuevo ángulo de fricción de la superficie (ϕ_j), con ϕ_b el ángulo de fricción de las partículas.

$$\phi_j = \phi_b + i \quad (2.10)$$

2.1.3. Estudio de estabilidad de taludes rocosos

El análisis de estabilidad de taludes puede realizarse principalmente con técnicas cinemáticas (interpretación estereográfica), método de equilibrio límite o métodos numéricos (Eberhardt, (2003)). En la presente sección se abarca el análisis mediante el método de equilibrio límite, el cual proporciona un factor de seguridad (FS) o, un rango de parámetros de resistencia al corte de los materiales en el momento de la falla. Este tipo de análisis toma relevancia en las fallas de talud a lo largo de discontinuidades o en taludes rocosos muy fracturados que tienen un comportamiento similar a un suelo (Eberhardt, (2003)).

El cálculo del factor de seguridad (ecuación 2.11), se obtiene mediante un cociente entre las fuerzas que ejercen resistencia al movimiento del material y las fuerzas que lo promueven. La inestabilidad del talud es alcanzada en el momento en que las fuerzas deslizantes superan la resistencia al corte de la roca.

$$FS = \frac{\sum F_{uerzasresistentes}}{\sum F_{uerzasdeslizantes}} \quad (2.11)$$

La condición de estabilidad de un talud presenta un valor de FS mayor a 1, para el caso contrario el talud se considera inestable. En este tipo de análisis se suele suponer que el comportamiento de la roca es según el criterio de Mohr-Coulomb, en donde la resistencia al corte se expresa en función de la cohesión (c) y el ángulo de fricción (ϕ), como se presenta en la sección 2.1.2.1.

El cálculo del Factor de Seguridad implica la resolución de las fuerzas que actúan sobre un bloque deslizante (Figura 2.3), descomponiéndolas de manera perpendicular y paralela a la

superficie de falla. Si W corresponde al peso del bloque deslizante y α el ángulo del plano de deslizamiento, las tensiones normales y de corte en el plano de deslizamiento, quedan expresadas según las ecuaciones 2.12 y 2.13 respectivamente (Wyllie et al., 2005).

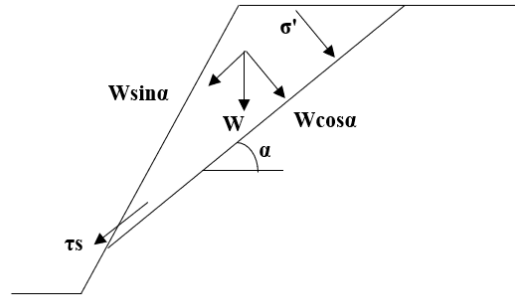


Figura 2.3: Diagrama de cuerpo libre en falla tipo planar.

$$\sigma = \frac{W \cos \alpha}{A} \quad (2.12)$$

$$\tau_s = \frac{W \sin \alpha}{A} \quad (2.13)$$

Con A el área del bloque deslizante. Además, la ecuación 2.1 queda representada de la siguiente forma:

$$\tau = c + \frac{W \cos \alpha \tan \phi}{A} \quad (2.14)$$

El resultado de la ecuación 2.13 define la fuerza que actúa en el plano de deslizamiento. Por otra parte, la ecuación 2.14 define las fuerzas que ejercen resistencia al movimiento. El Factor de Seguridad definido por la ecuación 2.11 queda expresado de la siguiente manera:

$$FS = \frac{cA + W \cos \alpha \tan \phi}{W \sin \alpha} \quad (2.15)$$

Así, la condición de estabilidad de un talud es controlada principalmente por sus características geológicas y geométricas. Estructuras como los pliegues, fallas y discontinuidades juegan un papel crítico en el comportamiento de los taludes de roca natural, además el grado de fracturación interno junto con la distribución y orientación de discontinuidades define el mecanismo potencial de un deslizamiento rocoso (Stead et al., 2015).

Para analizar un deslizamiento que ocurre de manera progresiva y no de manera instantánea como se presenta en la Figura 2.3, es posible considerar el desarrollo de fracturas por tracción normales a las discontinuidades (Eberhardt, et al., 2004). Las Figuras 2.4 y 2.5 presentan dos casos posibles para fallas tipo plana, en donde la persistencia de las discontinuidades juega

un papel fundamental en la estabilidad de los taludes.

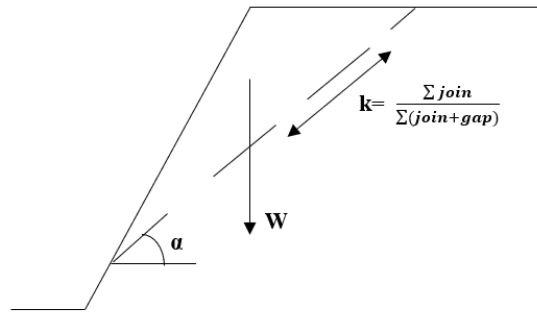


Figura 2.4: Diagrama de cuerpo libre en variación de falla tipo planar considerando la persistencia de las discontinuidades.

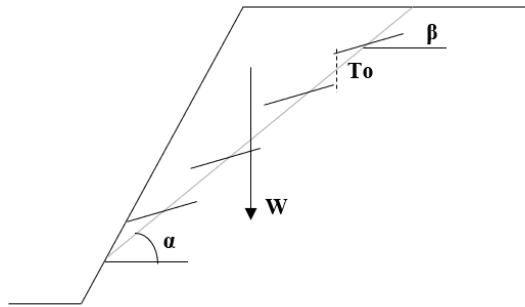


Figura 2.5: Diagrama de cuerpo libre en variación de falla tipo planar considerando la resistencia a la tracción de los puentes de roca intacta.

La persistencia de las discontinuidades (k), corresponde a la fracción de área que es realmente discontinua, diferenciándose de los puentes de roca intacta (Figura 2.4) (Einstein et al., 1983). Reformulando la ecuación 2.15 considerando la persistencia de las discontinuidades, queda de la siguiente forma:

$$FS = \frac{[(1 - k)c_i + kc_j] A + (W \cos \alpha) [(1 - k) \tan \phi_i + k \tan \phi_j]}{W \sin \alpha} \quad (2.16)$$

Donde c_i, ϕ_i corresponden a las propiedades de resistencia de los puentes de roca intacta, y c_j, ϕ_j las propiedades de resistencia de las discontinuidades.

Para el segundo caso, es necesario considerar la resistencia a la tracción de los puentes de roca intacta (T_o), quedando la ecuación de factor de seguridad de la siguiente manera:

$$FS = \frac{[c \cos(\alpha - \beta) + T_o \sin(\alpha - \beta)] A + (W \cos \alpha) \tan \phi}{W \sin \alpha} \quad (2.17)$$

2.2. Ambiente Paraglacial

La estabilidad de un talud, ya sea natural o de ingeniería, se puede ver fuertemente afectada por la aplicación de cargas externas. En zonas montañosas es posible encontrar la presencia de glaciares, los cuales consisten en masas de hielo que se soportan sobre una superficie rocosa y fluyen lentamente por efecto de la gravedad hacia alturas inferiores (Bórquez, 2007). La formación de glaciares, llamada glaciación, ocurre cuando existe un proceso de transformación de nieve a hielo, esto ocurre cuando existe acumulación de nieve en una zona y se genera una pérdida de burbujas de aire variando su densidad y textura. El fenómeno de formación y mantención de los glaciares va a depender de factores topográficos, glaciodinámicos y climáticos, los cuales pueden ser también causantes del derretimiento del hielo glaciar (Bórquez, 2007).

Un ambiente paraglacial corresponde a la transición de una condición glacial a una condición no glacial causando procesos sobre la superficie terrestre, tales como aporte de sedimentos, accidentes geográficos y paisajes que se encuentran condicionados por la glaciación y deglaciación (Moragues et al, 2019). Por otro lado, el acto del descenso y retroceso glaciar altera los estados tensionales existentes en el macizo rocoso, siendo posible obtener alguna de las siguientes respuestas (Ballantyne, 2002):

- Fallo catastrófico de los taludes rocosos, generando grandes deslizamientos o avalanchas de rocas.
- Deformación del macizo rocoso a gran escala, generando movimientos progresivos y de baja velocidad que pueden terminar en un fallo catastrófico.
- Desprendimientos de roca pequeños que tienen como consecuencia la acumulación de material al pie de la ladera.

Siendo esas situaciones posibles debido a los diversos cambios que genera el glaciar en el macizo rocoso. El proceso de glaciación y deglaciación genera erosión en las paredes de la ladera rocosa, produciendo valles de gran profundidad y pendientes muy pronunciadas (McColl, 2012). Este efecto, sumado a la gran altura que comúnmente presentan las laderas, genera un aumento en los esfuerzos de corte y de peso propio del macizo rocoso (Ballantyne, 2002). A medida que la relación (ecuación 2.11) entre la resistencia del talud y esos esfuerzos disminuye, la ladera va perdiendo estabilidad. Aun así, la erosión glaciar puede no ser un factor suficiente para producir el fallo en el talud, y simplemente puede exponer defectos del macizo rocoso (planos de debilidad) (McColl, 2012).

Otro efecto debido a la presencia de un glaciar es la carga que ejerce sobre la base y paredes laterales de una ladera rocosa. La eliminación de dicha carga durante los periodos de descenso glaciar, generará una liberación de esfuerzo en el macizo rocoso (Ballantyne, 2002). Esto se debe a que la carga ejercida por el glaciar sobre la roca, induce niveles de esfuerzos internos mayores a los que se generan con la carga del propio peso del macizo rocoso (Carlsson et al., 1982). También, existen casos donde los esfuerzos horizontales inducidos por la carga glaciar al macizo rocoso son elevadas, lo que tiene como consecuencia una distribución de esfuerzos diferente a la inducida solo por la carga del peso propio de la roca, pudiendo generar cambios importantes en la orientación del campo de esfuerzos principales y desarrollar zonas de

acumulación de esfuerzos de tracción en el talud rocoso (Ballantyne, 2002).

Dependiendo del grado de estabilidad del talud, los procesos de descarga glaciár pueden ser factores preparatorios o desencadenantes de una falla. Como factor preparatorio, el proceso de deglaciación reduce la estabilidad de la pendiente, pero no necesariamente desencadenar la falla, siendo otros los procesos a cargo de inestabilizar la ladera (McColl, 2012). Por otra parte, como factor desencadenante, los procesos de descarga glaciár pueden generar un rápido colapso en la ladera si la estabilidad de esta es crítica (McColl, 2012).

2.3. Falla Progresiva

Las pendientes de roca natural no experimentan cambios de manera rápida en su estado cinemático, es más, se mantienen en un estado relativamente estable duran largos periodos (Eberhardt et al., 2004). Para que un talud rocoso llegue a una condición inestable debe existir una degradación interna progresiva y la destrucción de elementos cohesivos (puentes de roca intacta) (Eberhardt et al., 2002).

La Figura 2.6 ilustra el inicio de una falla progresiva. El punto 1, la zona más baja del talud, la resistencia máxima al corte del material es superada por el esfuerzo cortante y se produce una falla local, generando una disminución de la resistencia y desplazando el esfuerzo cortante a los elementos más cercanos (punto 2). De esta manera se le va entregando continuidad a la falla progresiva y generando una zona de corte donde los fallos locales son posibles (punto 1 al 3). La situación de la Figura 2.6 representa un estado de equilibrio del talud, pero si existiera erosión a los pies de la pendiente o se generara alguna carga en la parte superior del talud, el esfuerzo cortante aumentará y la falla progresiva avanzará desde el punto 3 al punto 4, haciendo la falla de talud cinemáticamente posible (Leroueil et al., 2012).

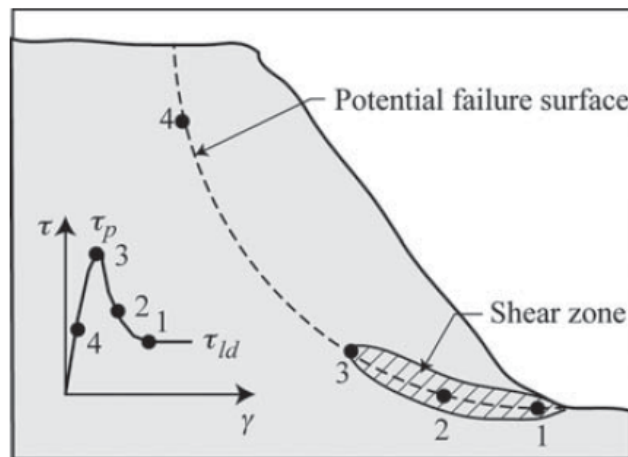


Figura 2.6: Proceso inicial de un fallo progresivo (Leroueil et al., 2012)

Los puentes de roca intacta cuando fallan de manera local se comportan como un material frágil, es decir, que al momento de fallar su continuidad se interrumpe y se separa para seguir modos de falla que sean cinemáticamente posibles (Hajiabdolmajid et al., 2002). En

otras palabras, la falla frágil de la roca es una reducción de los parámetros de resistencia que aportan los enlaces o puentes de roca (fuerza cohesiva), y a medida que los bloques se van reajustando, la fuerza friccional se comienza a movilizar de forma gradual. Hajiabdolmajid et al., (2003) indica que el proceso de falla frágil, es decir el fenómeno de movilización de los parámetros resistentes de la roca, es dependiente de la deformación plástica (ε), y presenta la modelación del proceso de falla frágil a través de un modelo constitutivo de debilitamiento por cohesión y refuerzo por fricción (CWFS). La siguiente ecuación presenta el criterio de falla de Mohr-Coulomb adaptado según el modelo CWFS, el cual es diseñado para el estudio de excavaciones en roca (Hajiabdolmajid et al., 2003):

$$\tau = c(\varepsilon) + \sigma_n(\varepsilon)\tan(\phi) \quad (2.18)$$

La Figura 2.7 ilustra el modelo de resistencia CWFS (a) en conjunto al comportamiento obtenido a través de ensayos de laboratorio (b), presentando la movilización de los parámetros resistentes del material (c y ϕ), en función de la deformación plástica (ε). En la etapa (I), la grietas existentes se cierran con la aplicación de tensiones relativamente bajas. Luego, en la etapa (II) se inicia la generación de microfisuras y, a medida que la carga continúa ejerciéndose, la longitud y cantidad de estas microfisuras aumentan hasta llegar a un punto en que comienzan a unirse y forman grietas de cizalle (etapa (III)). Para la etapa final (IV), al seguir aumentando la carga se alcanza la tensión máxima, llegando a un comportamiento post peak asociado a una fractura por corte y la posterior caída de tensión (Rafiei et al., 2018).

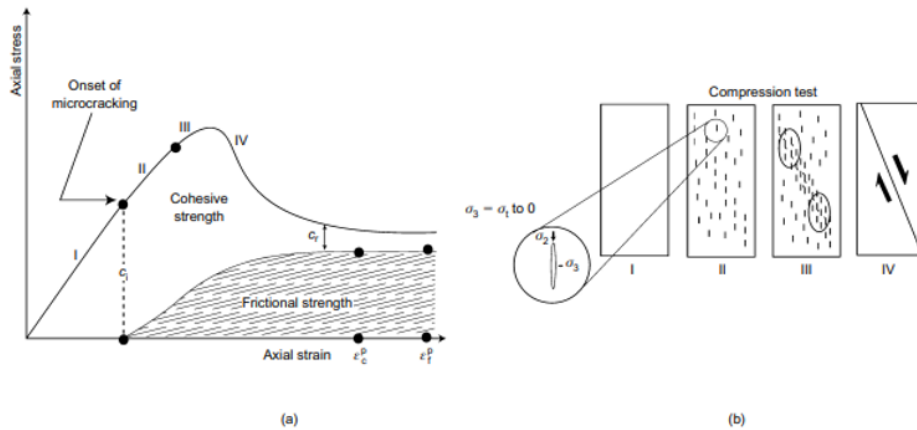


Figura 2.7: Falla en materiales frágiles (editado de Hajiabdolmajid et al., 2003).

2.4. Modelo Digital de Elevación

Las zonas montañosas suelen ser sectores de difícil acceso, ya sea por la distancia, altura a la que se encuentran, complejidad en el acceso, y/o el alto coste de insumos para tener una aproximación a la zona. Las imágenes satelitales toman gran relevancia, ya que permiten una aproximación remota a sectores con poco o difícil acceso. Un modelo digital de elevación (DEM) corresponde a una representación numérica sobre la distribución espacial de las ele-

vaciones de una superficie (Felisícimo, 1994). Los DEMs más comunes son los modelados con datasets ráster, es decir, una matriz de celdas (píxeles), donde cada celda representa un área y contiene la información de elevación correspondiente a esa ubicación. Existen dos métodos para generar modelos digitales de elevación (Pavez, 2016):

1. Métodos directos

- Altimetría mediante LiDAR o RADAR
- Toma directa de datos topográficos mediante GPS o estación total

2. Métodos indirectos

- Digitalización de mapas topográficos
- Restitución fotogramétrica numérica, analítica y digital

Es posible obtener DEM a través de información entregada por satélites, una de ellos corresponde a ALOS, el cual era una misión de la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA). El satélite ALOS operó durante los años 2006 y 2011, recolectando observaciones detalladas cada 45 días aproximadamente mediante su sensor PALSAR (ASF, 2021). Los modelos digitales de elevación Alos presentan resolución espacial de 30 [m] y 12.5 [m], siendo distribuidos a través de Alaska Satellite Facility proporcionando observaciones de alta calidad para cartografía topográfica, seguimiento de desastres y estudios de cambio climático (USGS, 2018).

2.4.1. UDEC

UDEC (Universal Distinct Element Code) corresponde a un programa numérico bidimensional basado en el análisis de un medio discontinuo. El software busca simular la respuesta cuasi estática o dinámica de un medio que contiene múltiples estructuras (Itasca, 2014).

Un medio discontinuo se diferencia de un medio continuo, debido a la existencia de contactos o interfaces entre los bloques discretos que componen el sistema (Itasca, 2014). La creación de un modelo en UDEC considera la rotación y desplazamientos de los bloques discretos a lo largo de las discontinuidades, además estos pueden presentar un comportamiento como material rígido o deformable. Los bloques deformables se definen mediante una malla continua de zonas de diferencias finitas, donde cada zona se comporta de acuerdo a una ley tensión-deformación de características lineales o no lineales. Por otro lado, el movimiento relativo de las discontinuidades también es regido por relaciones lineales o no lineales de fuerza-desplazamiento, los cuales pueden ser asignados a discontinuidades individuales o conjunto de ellas (Itasca, 2014).

Para la creación de un modelo en UDEC, se deben especificar tres componentes fundamentales al momento de empezar a trabajar:

- Un modelo de bloque de elementos discretos con cortes para crear la geometría del problema.

- El comportamiento constitutivo y propiedades del material.
- Las condiciones iniciales y de borde.

La geometría del modelo, se define mediante la creación de un bloque con cortes representando los elementos discretos. El comportamiento constitutivo y las propiedades del material, condicionan el tipo de respuesta que presenta el modelo al momento de aplicar una perturbación. Por último, las condiciones iniciales y de borde, definen el inicio y las condiciones de equilibrio en las que se encuentra el modelo. Es decir, la modelación en UDEC se inicia con un análisis de un caso estático (equilibrio), para luego avanzar a un estado dinámico agregando diversas perturbaciones correspondientes a los objetivos de cada trabajo.

2.4.1.1. Caso Estático

El análisis del caso estático busca llegar a una condición inicial de equilibrio de fuerzas en el modelo, previo a agregar cualquier tipo de perturbación. El objetivo de esta etapa es calibrar y tener una representatividad óptima del modelo en las siguientes etapas del estudio (Escudero, 2017).

El desarrollo del análisis del caso estático es un proceso recursivo, ya que si no se logra alcanzar un estado de equilibrio son varias las modificaciones que se pueden realizar hasta cumplir con el objetivo deseado. Itasca recomienda el siguiente orden para descartar las opciones que generan fallas en el modelo:

- Revisar el modelo geométrico
- Revisar las propiedades ingresadas según el modelo constitutivo del material y las discontinuidades
- Revisar las condiciones de borde

Con respecto a las propiedades ingresadas a los materiales y discontinuidades, UDEC entrega una variada selección de modelos constitutivos con los que se puede decidir trabajar de acuerdo a los objetivos de cada estudio. Para el caso particular del presente trabajo se utiliza el modelo plástico de Mohr-Coulomb para el material rocoso y las discontinuidades, el cual es utilizado principalmente en estudios de estabilidad de taludes o excavaciones subterráneas (Itasca, 2014).

2.4.1.2. Caso Dinámico

La modelación del caso dinámico se realiza una vez se logra la condición de equilibrio en el modelo o bien, la respuesta que el usuario considere óptima. En esta etapa se realizan modificaciones a las condiciones de borde e iniciales con el objetivo de incorporar el factor dinámico. En el presente estudio el caso dinámico se divide en dos etapas, la primera corresponde a la implementación de la carga glaciaria como una condición hidrostática sobre la superficie de los perfiles, la segunda corresponde a una etapa secuencial donde se modifican las propiedades resistentes del material rocoso del modelo constitutivo de Mohr-Coulomb.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Caracterización Zona de Estudio

3.1.1. Ubicación

Villa Santa Lucía se encuentra ubicada en la comuna de Chaitén, provincia de Palena, Región de los Lagos, específicamente en la latitud 43.413°S y longitud 72.367°O (Figura 3.1). La localidad se sitúa en la intersección entre la Ruta 7 y la ruta CH-225, a 77 km al Sur de Chaitén. Se encuentra emplazada sobre un valle de origen tectónico, el cual ha sido labrado y esculpido debido al accionar de los glaciares, y con el pasar del tiempo fue rellenado con sedimentos no consolidados de origen aluvial (Sernageomin, 2011). Con orientación Norte-Sur la Falla Liquiñe Ofqui cruza la localidad de Villa Santa Lucía, y en el mismo sentido, a través de 3 [km] el río Burritos también la recorre. El valle se encuentra rodeado por cordones montañosos con elevaciones máximas de 1800 m.s.n.m., y en las cercanías de Villa Santa Lucía estos se constituyen principalmente por granitos cretácicos. Sin embargo, con ubicación al NO de la localidad, destaca la presencia de rocas volcánicas pertenecientes al Grupo Volcánico Yelcho-Avalanchas (Sernageomin, 2018).

3.1.2. Geología de la Zona

Con respecto a la geología de la zona, esta consta de nueve unidades geológicas (Figura 3.2). La unidad dominante corresponde a una roca intrusiva, compuesta principalmente por tonalitas, granodioritas, granitos y dioritas cuyas edades indican Mioceno y Cretácico. El material del basamento corresponde a una roca metamórfica compuesta por esquistos micáceos y anfibolita con edades asignadas al Paleozoico. Las rocas sedimentarias son principalmente areniscas, pizarras y conglomerados, presentándose como intercalaciones cuyas edades indican Jurásico y Cretácico (Somos-Valenzuela et al., 2020). Las rocas volcánicas representan, en parte, el arco volcánico NO-SE llamado Complejo Volcánico Cordón-Yelcho con una edad mínima pleistoceno a media a superior, el cual se encuentra cubierto por glaciares y presenta incisiones profundas que permiten la generación de valles radiales, o mejor conocido como valles en forma de U, con paredes prácticamente verticales. Las rocas volcánicas presentan alteración hidrotermal, la cual consiste a un proceso de descomposición química de la roca debido al efecto de la circulación de fluidos termales, los cuales se pueden asociar a una actividad interna post-volcánica (Sernageomin, 2018).

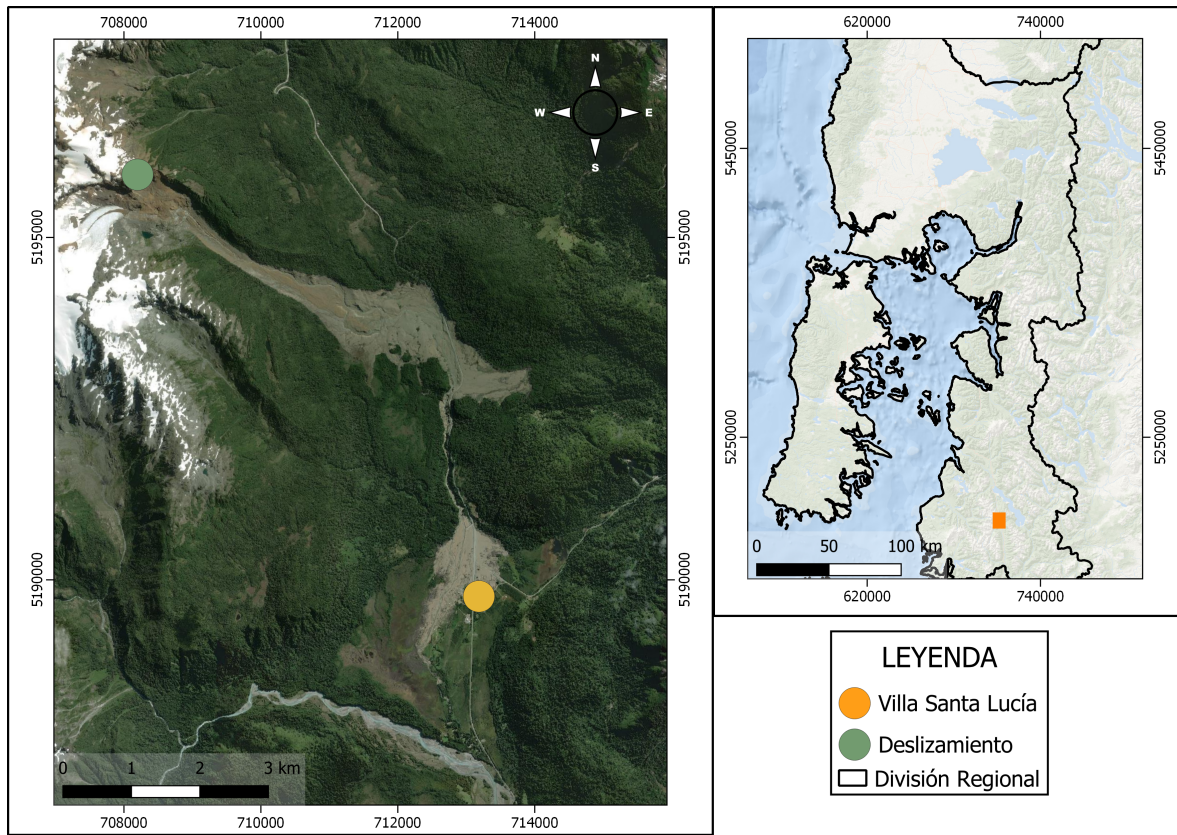


Figura 3.1: Ubicación zona de estudio.

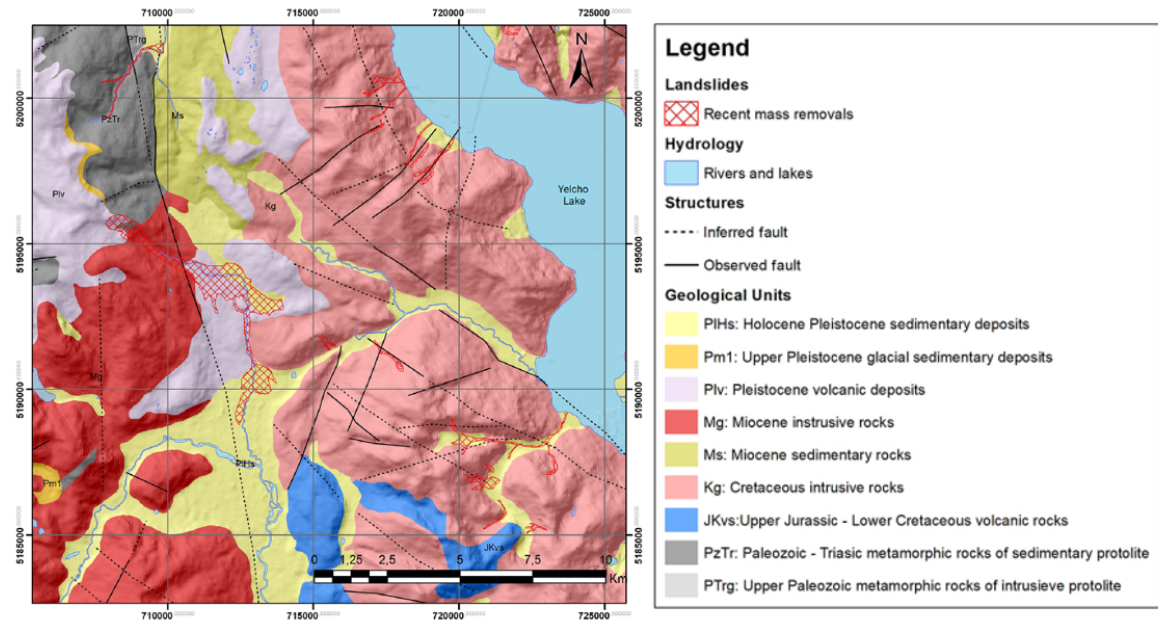


Figura 3.2: Carta geológica zona de estudio (Somos-Valenzuela et al., 2020)

3.1.3. Antecedentes de la Zona de Estudio

Diversos estudios se han realizado en la zona con la finalidad de determinar y caracterizar los posibles peligros geológicos que puedan afectar a Villa Santa Lucía. El año 2008, Sernageomin expone que los alrededores de la localidad de Villa Santa Lucía presentan un alto y moderado peligro de ser afectados por procesos de remociones en masa (Figura 3.3), destacando posibles flujos de detritos en el fondo de valles y cauces activos, con las planicies y valles fluviales como las zonas con mayor susceptibilidad de ser afectadas por estos eventos. Por otro lado, las laderas empinadas que se encuentran en los cordones montañosos son más frecuentes a ser afectadas por remociones en masa (Sernageomin, 2008). Dos eventos de este estilo ocurridos el año 2011 se describen en otro informe entregado por Sernageomin. Las remociones en masa tienen lugar a 4 [km] al NE de Villa Santa Lucía, camino a Lago Yelcho, y se encuentran dentro de las zonas definidas con alto peligro de ser afectadas por este tipo de eventos (Figura 3.3). En esa ocasión ocurrieron dos deslizamientos de suelo saturado y roca, siendo los factores condicionantes el fracturamiento de la roca granítica condicionada por las laderas escarpadas, y las intensas precipitaciones funcionaron como agente desencadenante (Sernageomin, 2011).

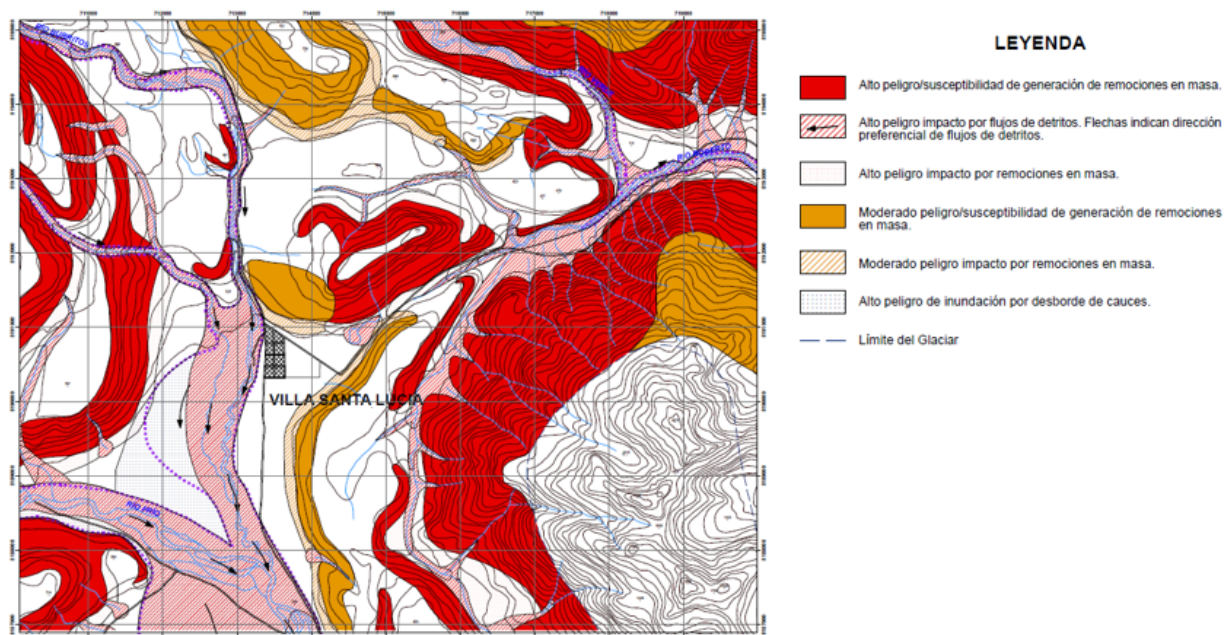


Figura 3.3: Mapa peligros geológicos que pueden afectar Villa Santa Lucía (Sernageomin, 2008).

3.1.4. Aluvión de Villa Santa Lucía

El día 16 de diciembre del año 2017 ocurre una remoción en masa en la cabecera del valle del río Burritos, específicamente en el Cordón Yelcho, para luego generar un flujo de detritos y lodo que afecta a la ruta 7 y la localidad de Villa Santa Lucía. El evento es un deslizamiento de roca volcánica que moviliza 7 millones de $[m^3]$ de material, de ellos un total de 2 millones de $[m^3]$ del material se depositan sobre la unidad intrusiva, y 5 millones de $[m^3]$ se transforman en un aporte al flujo que desliza en el cauce del río Burritos. Es en Villa

Santa Lucía donde el material depositado cubre, aproximadamente, el 50 % de la zona urbana que se traduce en una superficie de 900100 [m²], afectando directamente a habitantes de la localidad dejando un total de 22 personas fallecidas y bloqueando dos de los tres accesos a la localidad (Sernageomin, 2018).

El área desde donde se genera el deslizamiento (Figura 3.1), presenta alturas entre los 1000 y 1400 [m.s.n.m.] y las pendientes promedio presentan un rango entre los 77° y 81° (Duhart et al., 2018). Las rocas volcánicas presentes en el área de generación corresponden, principalmente, a tobas de lapilli y bloques andesíticas a dacíticas, con fragmentos sub-redondeados a angulosos, inmersos en una matriz de ceniza fina, las cuales se encuentran depositadas sobre un cuerpo intrusivo tonalítico que es cortado por diques basálticos de ancho métrico. Gran parte de las rocas volcánicas presentan alteración hidrotermal pervasiva intensa, la cual se caracteriza por el color café anaranjado tanto de los clastos como de la matriz. Los niveles volcánicos se disponen de manera sub-horizontal y presentan fracturamiento sub-vertical (Sernageomin, 2018). La Figura 3.4 presenta el escarpe desde donde se genera el deslizamiento, además es posible visualizar el color café anaranjado de las rocas volcánicas. Para el año 2017, imágenes previas al evento muestran una abundante presencia de grietas de al menos un metro de ancho en la zona superior del escarpe que desliza, las cuales se pueden visualizar en la Figura 3.5.



Figura 3.4: Área de generación del deslizamiento. Línea segmentada presenta el escarpe de la remoción en masa (Sernageomin, 2017).



Figura 3.5: Zona superior del escarpe con grietas abiertas (Sernageomin, 2018).

Según el inventario nacional de glaciares de la DGA, en la cabecera del río Burritos, se encuentra el glaciar CL111023182. Dicho glaciar es clasificado como glaciar de montaña y se encuentra ubicado entre los 1113 y 1726 [m.s.n.m.]. En el valle del río Burritos, el glaciar ha presentado retrocesos frontales de casi 3 [km] desde el último máximo glaciar holocénico y aproximadamente 1.5 [km] desde la Pequeña Edad de hielo, lo que se estima ha ocurrido hace aproximadamente 150 años (Figura 3.6). Entre los años 1986 y 2017, presentó una reducción del 35 % de su área descubierta. El glaciar CL111023182 presenta una de las mayores reducciones con respecto a la mayor parte de los glaciares de la región (Rivera, 2017).

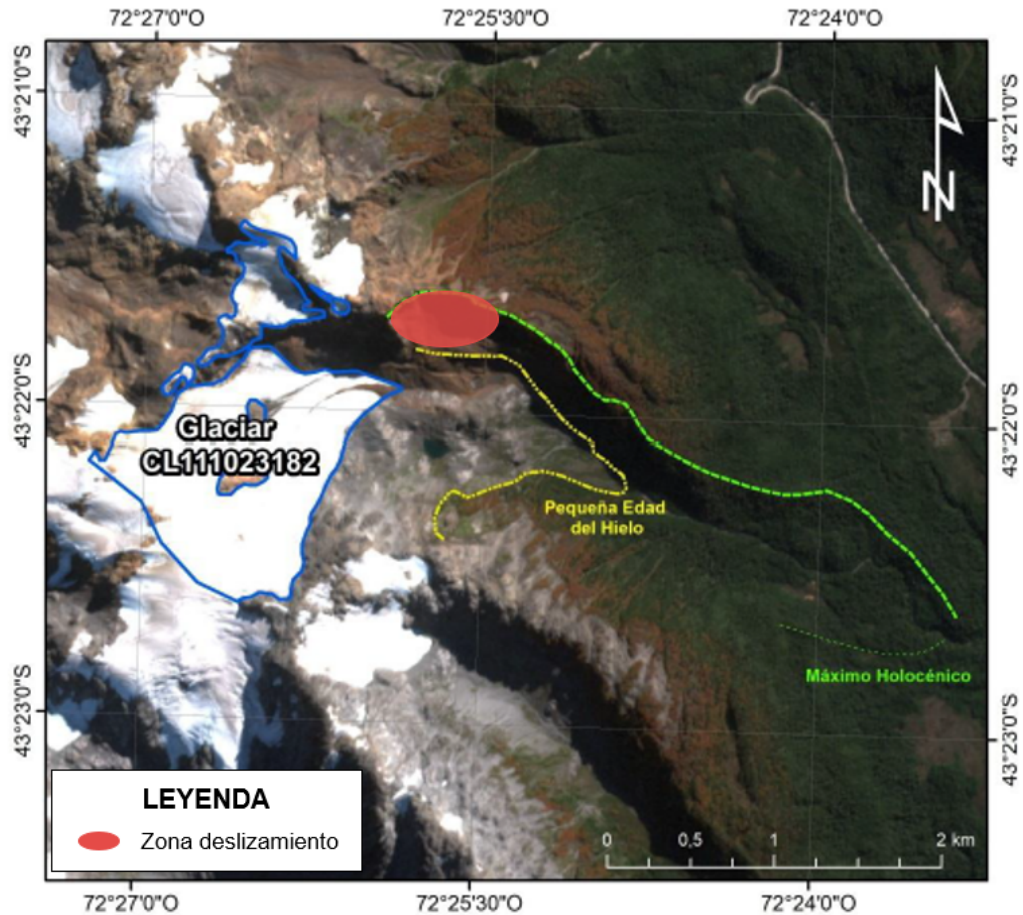


Figura 3.6: Variaciones glaciares holocénicas (Rivera, 2017).

El evento que desencadenó el deslizamiento corresponde a un periodo de intensas lluvias en la zona. Según la Dirección General de Aguas (DGA), la precipitación media anual en la zona es de 3.420 mm (Somos-Valenzuela et al., 2020). Para el momento del evento, la precipitación total anual fue de 3.650 mm, y en las 30 horas anteriores al suceso la precipitación alcanzó los 124,8 mm con una intensidad máxima de 10,6 mm/hr a las 16:00 hrs del día 15 de diciembre (Sernageomin, 2018). El Centro de Estudios Científicos (CECS) determina, a través de la utilización de una radiosonda ubicada en Puerto Montt, que la altura de la isoterma 0°C es de 2771 m.s.n.m el día 15 de diciembre, lo que implica que en la zona donde se generó el deslizamiento solo hubo precipitaciones líquidas en los días previos al evento. El nivel de precipitación que ocurre entre el 15 y 16 de diciembre del 2017 se compara con eventos ocurridos en el pasado en la zona, a través de mediciones de la estación Chaitén Ad." que presenta un registro diario entre los años 1965 y abril 2008. La Figura 3.7 presenta la distribución de eventos que durante un periodo de 48 horas posean una precipitación acumulada mayor a 1 [mm]. Es posible observar que lo acumulado en Villa Santa Lucía supera el 99 % de los eventos históricos de precipitaciones que han ocurrido en la zona (Rivera, 2017).

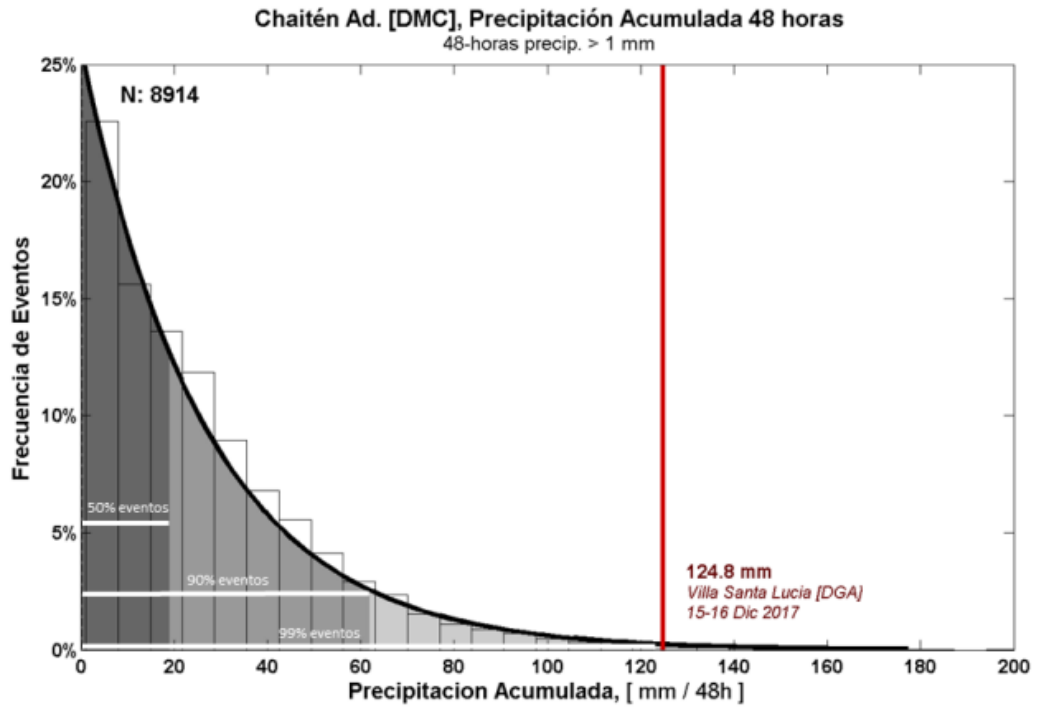
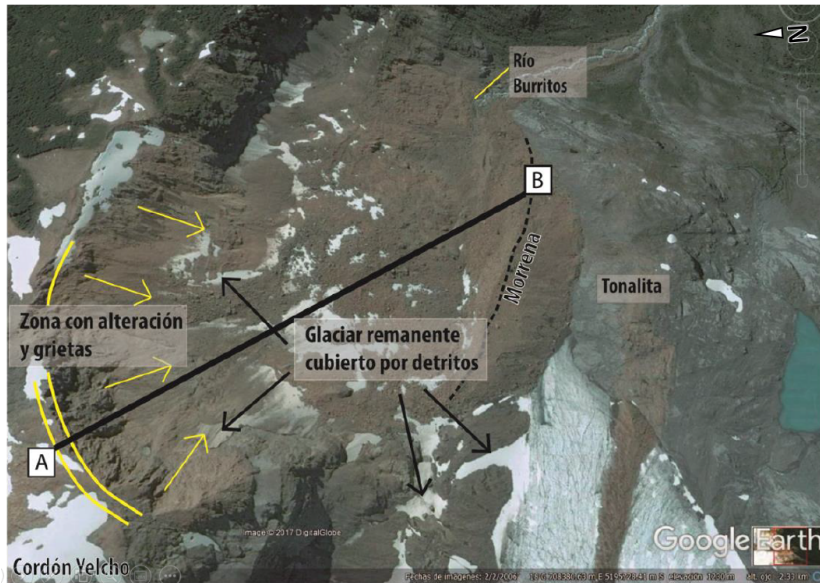
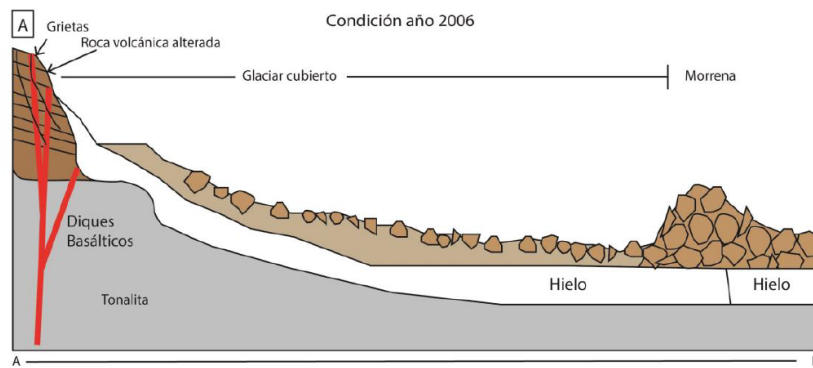


Figura 3.7: Distribución de eventos históricos de precipitaciones con un acumulado en 48 horas mayor a 1 [mm]. La línea roja indica la cantidad acumulada entre los días 15 y 16 de diciembre del año 2017 (Rivera, 2017).

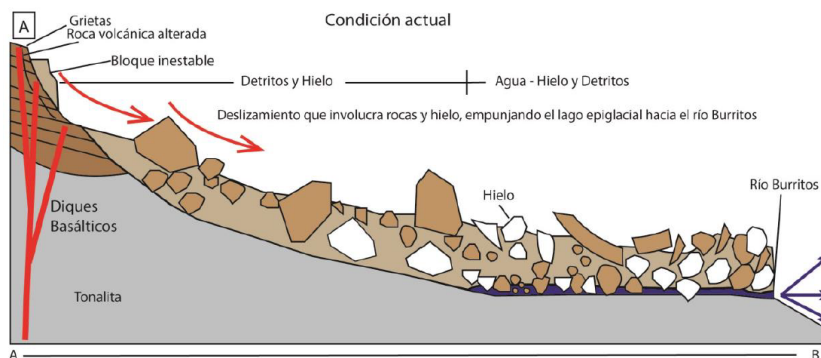
La Figura 3.8 presenta una esquematización del deslizamiento ocurrido el año 2017, además se representan las características geológicas descritas del lugar. Corresponde a un perfil longitudinal de 800 [m] de largo y se destaca la presencia de las grietas abiertas en el escarpe, la alteración hidrotermal de las rocas volcánicas, el glaciar remanente cubierto de detritos y la morrena lateral (Sernageomin, 2018). Además, se ilustra la zona del escarpe que no desliza completamente, dejando un bloque con grietas en su parte superior.



(a) Perfil Transversal.



(b) Condición año 2006.



(c) Condición posterior al deslizamiento.

Figura 3.8: Perfil y esquema de condición al año 2016 y posterior al deslizamiento (Sernageomin, 2018).

3.2. Desarrollo del Modelo

Para la construcción de un modelo en UDEC es necesario estudiar ciertos aspectos para definir la geometría del talud y las propiedades de los materiales y discontinuidades.

3.2.1. Topografía del Talud

Los datos topográficos de la zona se obtienen a través de un modelo digital de elevación (DEM), el cual presenta de manera visual los valores de altura medidos con respecto al nivel del mar. Para la zona de estudio se adquiere a través del portal Vertex de la NASA un Alos Palsar DEM a partir del satélite ALOS, con resolución de 30 [m] por pixel y con fecha en el año 2011. Además, el año 2018 Sernageomin mediante la utilización de escáner LIDAR genera un DEM de la zona, el cual se presenta en la Figura 3.9. En conjunto, al trabajar los dos DEM en el software QGis se obtiene la topografía de la zona previa y posterior al evento.

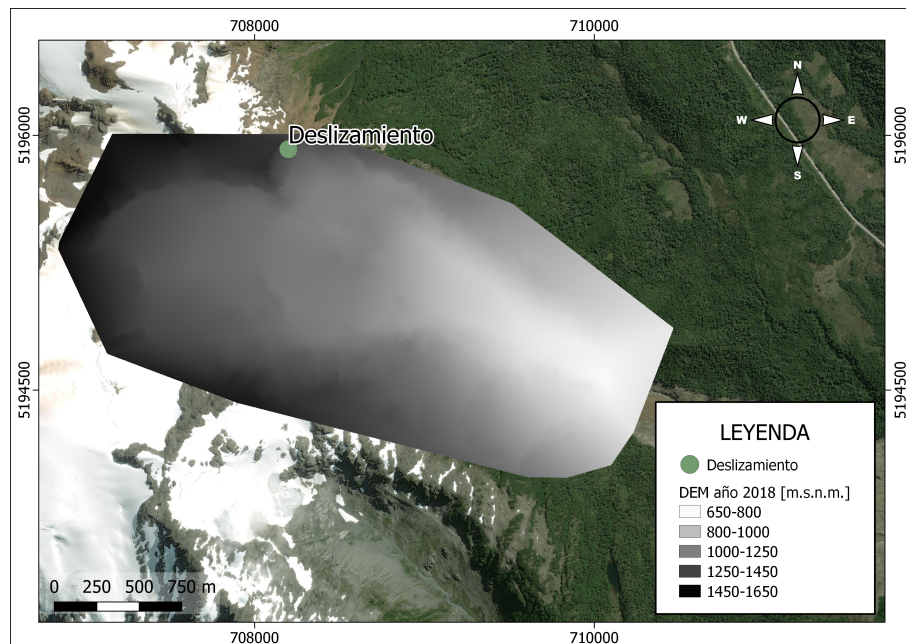


Figura 3.9: Modelo Elevación Digital año 2018.

Se decide trabajar con dos perfiles pertenecientes al área de estudio, el primero corresponde a un perfil longitudinal de largo 1 [km] y se encuentra ubicado sobre la zona de mayor altura del escarpe NO. El segundo es un perfil transversal con una longitud mayor (1.5 [km]), ya que se busca considerar de manera completa el valle del río Burrito (Figura 3.10). Los perfiles topográficos se presentan en la Figura 3.11.

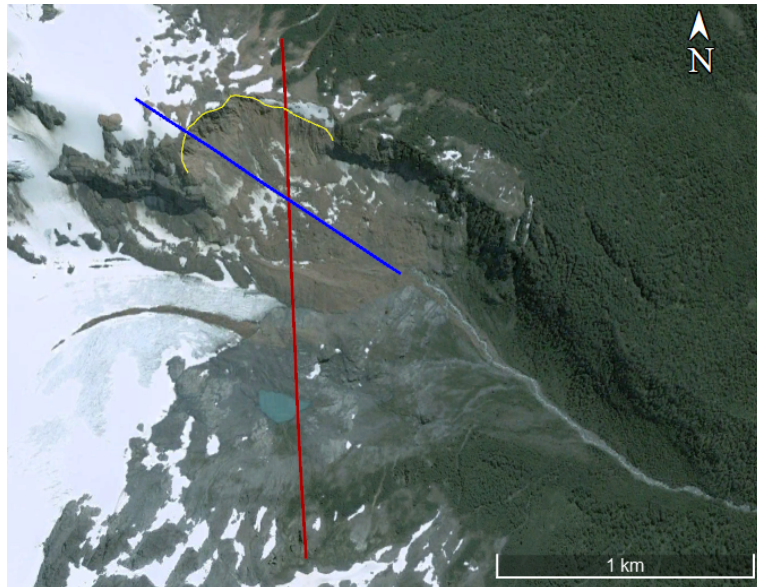
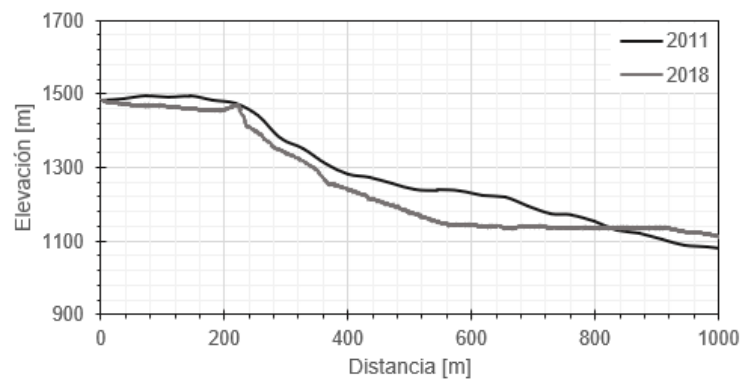
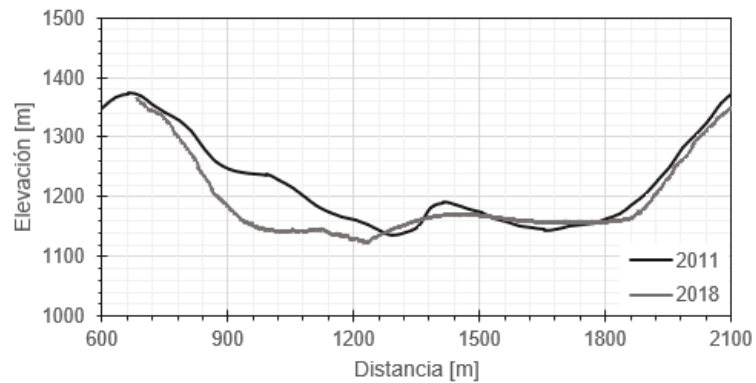


Figura 3.10: Ubicación y orientación de los perfiles topográficos, en amarillo se indica la zona del deslizamiento.



(a) Perfil Longitudinal.



(b) Perfil Transversal.

Figura 3.11: Perfiles Topográficos

3.2.2. Estudio Analítico

Se analizan los perfiles topográficos de manera analítica con la finalidad de obtener un primer acercamiento a las condiciones iniciales del modelo. Se aplican las ecuaciones 1.15, 1.16 y 1.17 a los dos perfiles topográficos considerando solo un tipo de roca, que para este caso es la Toba. No se consideran las discontinuidades de la zona, solo las atribuibles a los casos de estudio para falla tipo planar, para esos casos las propiedades entregadas son las que se obtienen a través de una recolección bibliográfica y se presentan en la tabla 3.1.

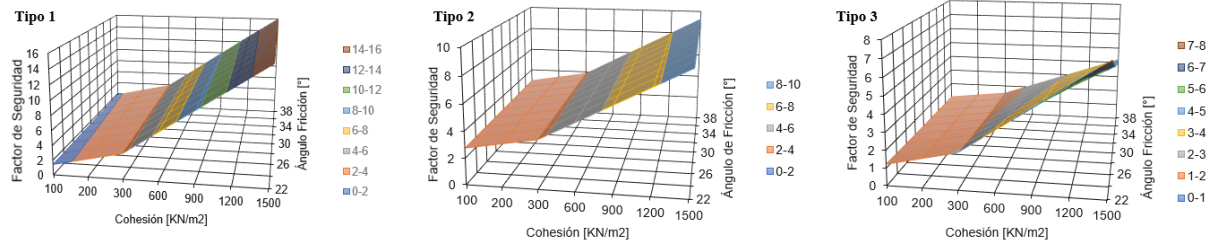
La rigidez normal (j_{kn}) y residual (j_{ks}) se obtienen a partir de lo presentado en Read & Stacey (2009) para estructuras limpias en Riolita. Con respecto al ángulo de fricción (ϕ) y la cohesión (c), se obtienen de un estudio realizado de manera experimental en discontinuidades en Toba (Deamen et al., 2004).

Tabla 3.1: Parámetros representativos del comportamiento de las discontinuidades según el criterio de Mohr-Coulomb.

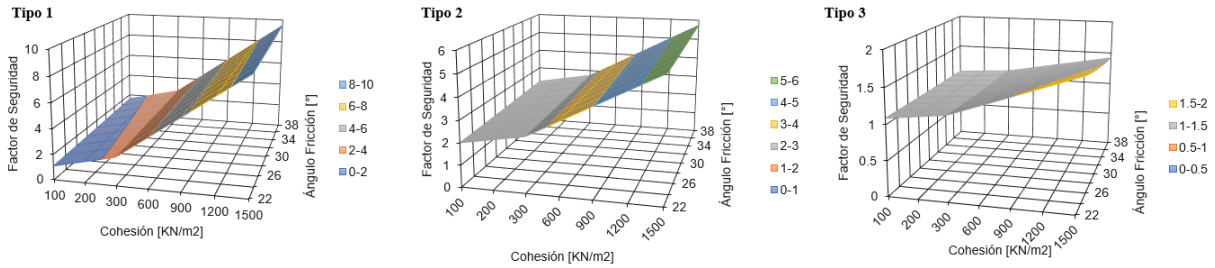
Propiedad	Unidad	Valor
Rigidez Normal (J_{kn})	GPa/m	16.4
Rigidez Tangencial (J_{ks})	GPa/m	0.4
Ángulo de Fricción	°	38
Cohesión	MPa	0.3

Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 3.12 utilizando rangos de valores para los parámetros resistentes de la roca según el criterio de Mohr-Coulomb. Para el caso del ángulo de fricción se utilizan valores entre los 22[°] y los 38 [°], en el caso de la cohesión los valores van entre los 100 [KN/m²] y los 1500 [KN/m²]. Los gráficos Tipo 1 corresponden a una superficie de falla tipo planar utilizando la ecuación 1.15. Por otro lado, las gráficas para Tipo 2 y 3, corresponden a los resultados considerando la persistencia de las discontinuidades (ecuación 1.16), y la resistencia a la tracción de los puentes de roca intacta (ecuación 1.17).

En primera instancia es posible visualizar que las configuraciones que entregan valores de Factor de Seguridad más cercano a la unidad corresponde al estudio tipo 1, falla plana, y el estudio tipo 3, donde entra a trabajar la resistencia a la tracción de los puentes de roca intacta. Lo que demuestra la importancia de la geometría de las discontinuidades y su distribución espacial, en la formación de un posible plano de falla (Eberhardt et al., 2004).



(a) Perfil Longitudinal.



(b) Perfil Transversal.

Figura 3.12: Factor de Seguridad en función de la cohesión y el ángulo de fricción en Toba

3.2.3. Propiedades de los Materiales del Talud

Al no tener mayor información con respecto a las propiedades mecánicas de los materiales rocosos es necesario realizar una recolección bibliográfica, con la finalidad de estimar los parámetros resistentes de los distintos tipos de roca. De acuerdo a Sernageomin (2018), el intrusivo de la zona corresponde a Tonalita y las rocas volcánicas, andesitas y tobas. Es difícil ubicar con precisión las zonas en que cada roca volcánica se encuentra, debido a esa razón, se decide considerar todos los estratos de un mismo tipo de roca (toba) y el intrusivo tonalítico. Las Tablas 3.2 y 3.3 presentan los parámetros recolectados.

Tabla 3.2: Parámetros de roca intacta Toba según el criterio de Mohr-Coulomb

Propiedad	Unidad	Valor	Rango
Densidad	Kg/m^3	2000	1900 - 2300
Ángulo de Fricción	$^{\circ}$	40	36 - 44
Cohesión	MPa	0.7	0.14 - 1.2
Modulo Young	GPa	2.9	2.9 - 12.5
Razón de Poisson	-	0.2	0.2 - 0.4
Resistencia Tracción	MPa	1.5	0.9 - 3.9
Resistencia Compresión Simple	MPa	46	9.8 - 52

Los parámetros recolectados para la toba se obtienen de la información entregada por Gon-

Tabla 3.3: Parámetros de roca intacta Tonalita según el criterio de Mohr-Coulomb

Propiedad	Unidad	Valor
Densidad	Kg/m ³	2600
Ángulo de Fricción	°	45
Cohesión	MPa	17
Modulo Young	GPa	19
Razón de Poisson	-	0.2
Resistencia Tracción	MPa	6.4
Resistencia compresión simple	MPa	101.5

zález de Vallejo (2002). Por otro lado, los parámetros de la tonalita se extraen del trabajo de Kulhawy (1975).

Trabajos de grandes autores (Eberhardt (2002), Grämiger (2017)) modelan en UDEC taludes de roca utilizando parámetros de macizo rocoso y parámetros de discontinuidades. Es por esa razón que se decide estimar los valores de GSI para calcular las propiedades de los macizos rocosos. De acuerdo a observaciones de las fotografías de la zona (Figura 3.15), se estima un GSI entre el rango de 35-50 para la Toba y entre 50-60 para el intrusivo tonalítico (Figura 3.13). La obtención de las propiedades de macizo rocoso, según el criterio de Mohr-Coulomb, se realiza utilizando el software Roclab, el cual solicita los valores de la constante m_i (del criterio de Hoek-Brown Generalizado) y el grado de perturbación (D). A través de bibliografía (González de Vallejo et al., (2002)) y los valores que el software RocLab tiene predeterminados para los distintos tipo de roca, la constante m_i utilizada para la toba es de 15 y para la tonalita de 28. Por último, el grado de perturbación (D), se estima en 0.7 basándose en la pauta entregada por Hoek (2002) y lo explicitado en el capítulo 2.1.2.2.

Se realiza el cálculo de los parámetros equivalentes en el criterio de Mohr-Coulomb para macizo rocoso, y en la Tabla 3.4 se presentan los resultados.

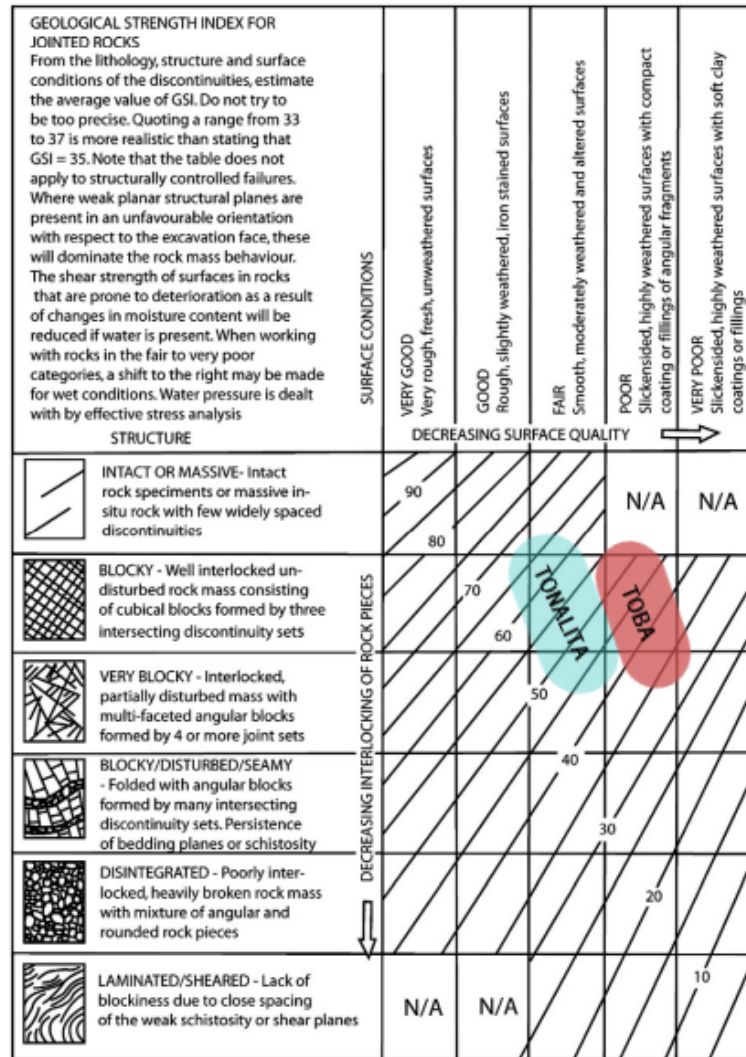


Figura 3.13: Geological Strength Index para las rocas de la zona de estudio (Modificado de Marinis, P., et al., (2000)).

Tabla 3.4: Parámetros de macizo rocoso para Toba y Tonalita según el criterio de Mohr-Coulomb equivalente a partir de parámetros de criterio de Hoek-Brown Generalizado.

Propiedad	Unidad	Toba	Tonalita
Densidad	Kg/m^3	2000	2600
Ángulo de Fricción	°	22	31
Cohesión	MPa	1.5	5
Modulo Young	GPa	2.5	6.5
Razón de Poisson	-	0.2	0.2
Resistencia Tracción	MPa	4	8

3.2.4. Estructuras del Talud

Las estructuras que fueron identificadas por Sernageomin (2018) corresponden a niveles volcánicos ubicados de manera sub horizontal, además de un marcado fracturamiento sub vertical. Al no contar con las proyecciones geológicas realizadas específicamente en la zona de estudio, estas deben ser estimadas a partir de fotografías e imágenes satelitales obtenidas de Google Earth. Cabe destacar que las estructuras mencionadas se ubican únicamente en la zona de la roca volcánica, según lo señalado en la Figura 3.8. El contacto de roca entre el intrusivo y la roca volcánica, se estima a una altura de 1100 m.s.n.m de acuerdo a la ubicación que se muestra en Google Earth, ya que es posible diferenciar el intrusivo de la roca volcánica de acuerdo a sus tonalidades (Figura 3.14).



Figura 3.14: Zona del deslizamiento diferenciando la roca volcánica del intrusivo tonalítico.

Para la caracterización de las discontinuidades se utiliza la imagen que presenta Google Earth para el año 2006, debido a que la zona de estudio no se encuentra cubierta por nieve y se aprecia de mejor manera las estructuras. Además, la existencia de fotografías en el lugar del deslizamiento, permite tener una mayor claridad en las estimaciones (Figura 3.15. La Tabla 3.5 presenta los resultados obtenidos.

Tabla 3.5: Caracterización discontinuidades.

Estructura	Dip	Dip Dir.
Niveles Volcánicos	10	170
Fracturamiento Sub Vertical	80	50

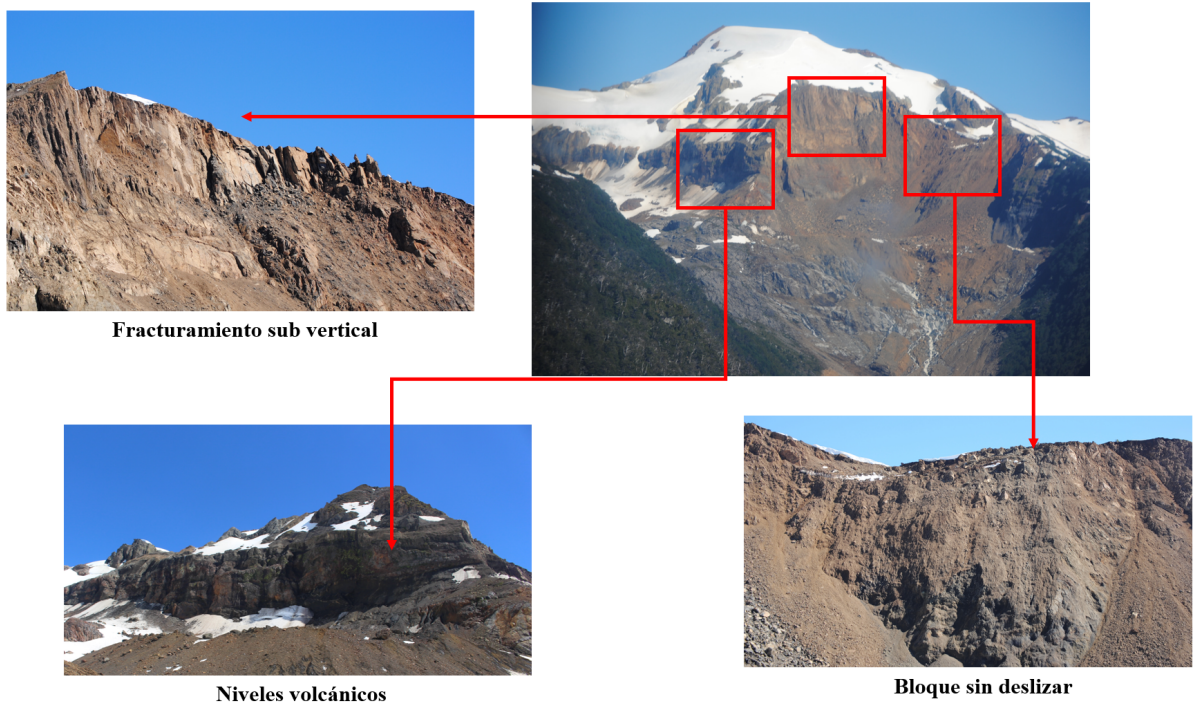


Figura 3.15: Características geológicas de la zona (Sernageomin, 2018).

3.2.5. Configuración Modelos

Los modelos iniciales se definen con un mallado triangular diferenciado según el nivel de profundidad al que se encuentren, los niveles volcánicos se ubican con un espaciamiento de 10 [m] entre cada uno. Con respecto a las condiciones de borde, estas se fijan imponiendo velocidad 0 [m/s] en los bordes laterales y la base, la finalidad es que el modelo no deslice y tampoco caiga por efecto de la gravedad. La Figuras 3.16 y 3.17 presenta la configuración del modelo para el perfil longitudinal y transversal.

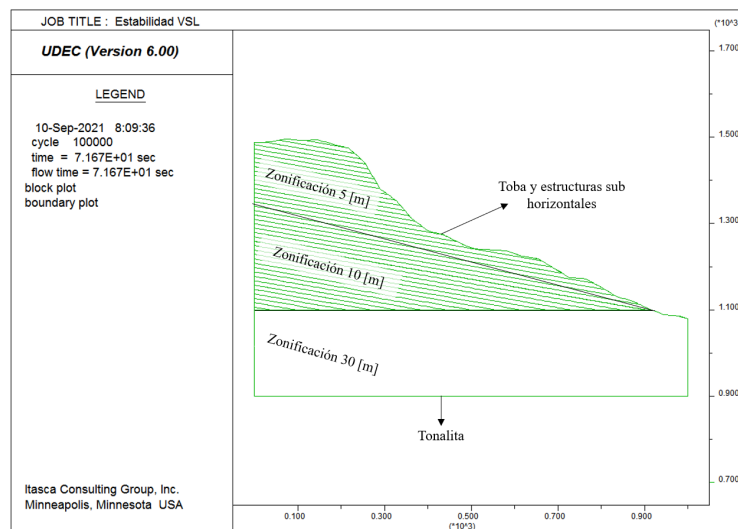


Figura 3.16: Configuración modelo perfil longitudinal.

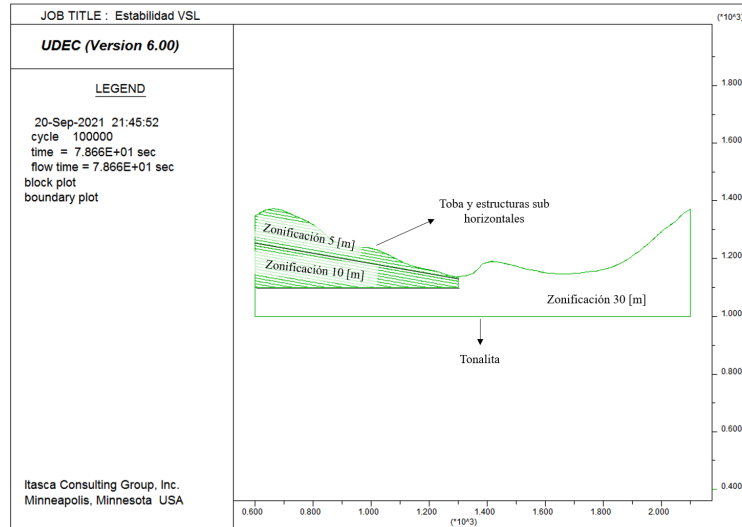


Figura 3.17: Característica modelo perfil transversal.

Se aplica también el análisis a tres nuevas configuraciones de modelos para los perfiles topográficos. El primero corresponde a una variación del perfil longitudinal, agregando el fracturamiento sub vertical presentado en la sección 3.3.4 (Figura 3.18) con un espaciamiento de 40 [m] entre ellos. El segundo y tercero corresponden a variaciones del perfil transversal, la Figura 3.19 presenta un modelo acortado de 1 [km] de largo, y la Figura 3.20 contiene el fracturamiento subvertical. La distribución de la zonificación y los materiales se mantiene de la misma forma a lo presentado en la configuración del perfil transversal inicial.

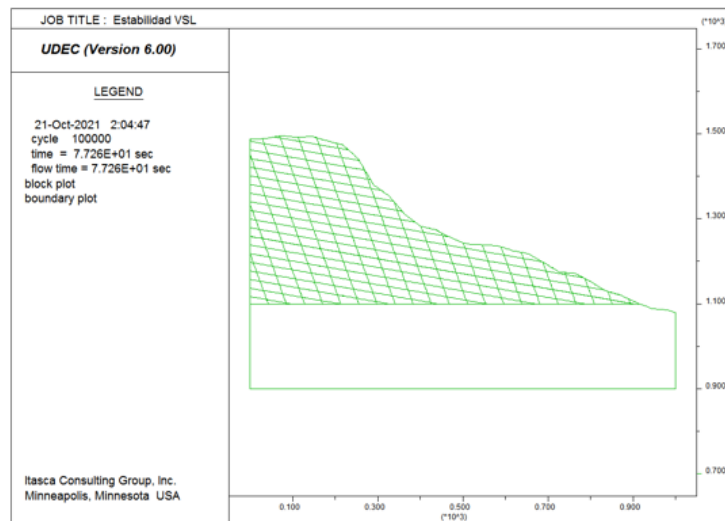


Figura 3.18: Modelo perfil longitudinal con fracturamiento sub vertical.

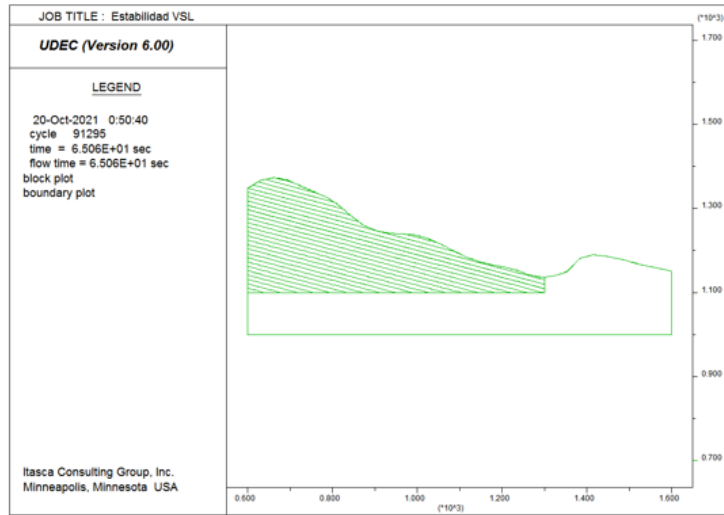


Figura 3.19: Modelo perfil transversal acortado.

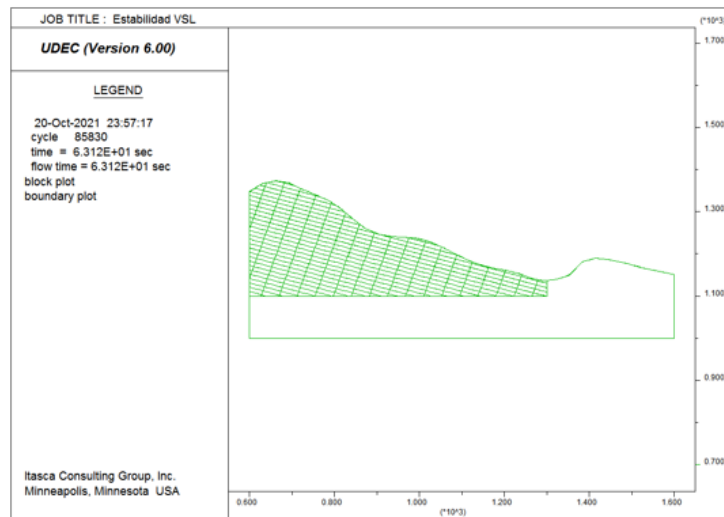


Figura 3.20: Modelo perfil transversal acortado con fracturamiento sub vertical.

Capítulo 4

Resultados

En la presente sección, se entregan los resultados obtenidos a través de la modelación numérica en UDEC. Las Figuras 4.1 y 4.2 indican un acercamiento a la zona de deslizamiento que se utilizará para mostrar con mayor claridad los resultados obtenidos.

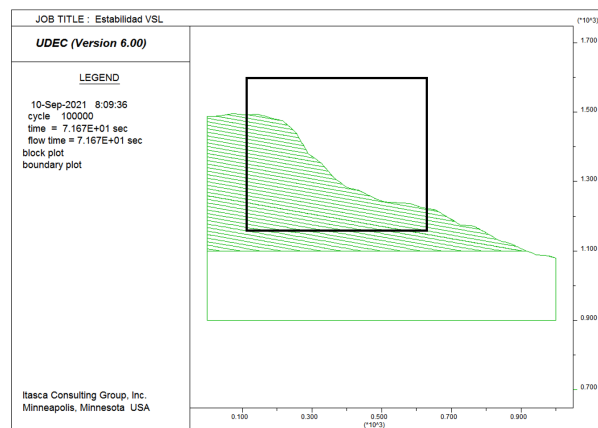


Figura 4.1: En línea negra la aproximación del perfil longitudinal.

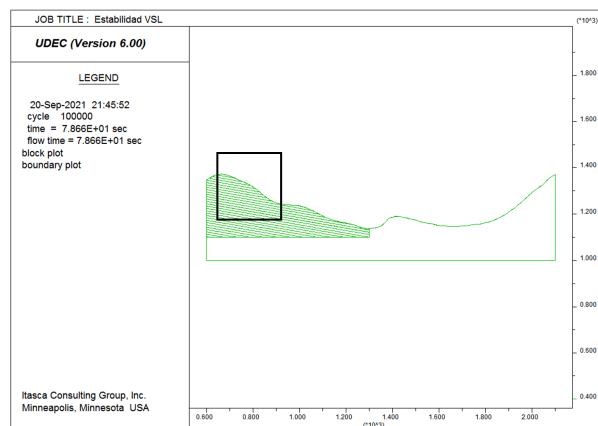


Figura 4.2: En línea negra la aproximación del perfil transversal.

4.1. Análisis Estático

La validación de modelo estático se realiza con la finalidad de verificar que el modelo se encuentra en un estado inicial de equilibrio, únicamente, bajo el efecto de la gravedad. La validación se lleva a cabo revisando ciertos criterios que el modelo debe cumplir. Uno de ellos, corresponde a la visualización de las fuerzas desbalanceadas en el modelo, las cuales se van acumulando en cada punto de la cuadrícula de los bloques deformables (gridpoint). En estado de equilibrio, la suma algebraica de estas fuerzas debe ser nula (es decir, las fuerzas que actúan en un lado del "gridpoint" deben equilibrarse con las que actúan en el otro). Se considera en estado de equilibrio, cuando la razón entre estas fuerzas disminuye y converge a un valor de $1 \cdot 10^{-5}$. Sin embargo, a pesar de tener ese resultado puede estar ocurriendo un flujo de plasticidad constante, sin aceleración. Entonces, para diferenciar entre esta condición y un verdadero estado de equilibrio se consultan otros criterios, como los que se describen a continuación.

Es posible obtener la velocidad en algunos gridpoint del modelo. Para considerar al modelo en un estado estacionario, el historial de velocidades debe mostrar un trazo horizontal en sus etapas finales. Si las velocidades en los gridpoint seleccionados convergen a cero, entonces se puede considerar el modelo en estado de equilibrio. Al contrario, si las velocidades no convergen a cero, el modelo puede presentar un bloque que está cayendo, o se está produciendo plasticidad en el gridpoint estudiado.

Otro de los criterios utilizados para verificar el estado estático del modelo es analizando la ocurrencia de plastificación dentro del mismo. Para estudiar con base en este criterio, se debe examinar todo el patrón de indicadores de plasticidad en el modelo. Un mecanismo de falla se observa si hay una línea continua de zonas plásticas activas que unen dos superficies, y los gráficos de velocidad también indican un movimiento correspondiente al mismo mecanismo. El diagrama puede presentar indicadores de "*yielded in past x*", los cuales con la redistribución de esfuerzos los elementos afectados se descargan y no alcanzan a superar el esfuerzo de fluencia. También se puede visualizar indicadores de "*at yield surface**" que indica los elementos activos bajo fluencia.

A continuación se presentan parte de los resultados obtenidos para los perfiles iniciales (sin el fracturamiento sub vertical), evidenciando que tanto las fuerzas desbalanceadas como los indicadores de plasticidad cumplen los criterios del análisis estático. En los resultados del perfil longitudinal (Figura 4.3 y 4.4) las fuerzas desbalanceadas muestran un aumento en los primeros ciclos y comienza a descender a los 5000 ciclos aproximadamente, convergiendo a un valor constante a los 80000 ciclos aproximadamente. Con respecto a los indicadores de plasticidad, existe un solo punto que presenta "*tensile failure*" pero que no representa ningún efecto en el modelo completo. Por otro lado, en el caso del perfil transversal (Figura 4.5 y 4.6) las fuerzas desbalanceadas aumentan en un principio por efecto de la gravedad, pero luego al igual que el perfil longitudinal convergen a un valor constante. Cabe mencionar que todas las demás configuraciones de los modelos presentados en la sección 3.2.5, cumplen todas las condiciones para verificar el análisis estático.

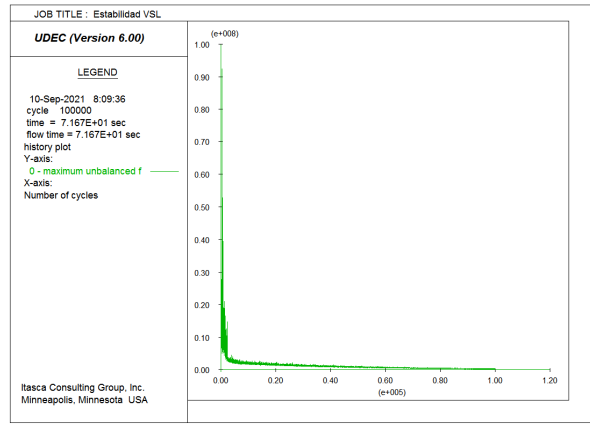


Figura 4.3: Fuerzas desbalanceadas en perfil longitudinal.

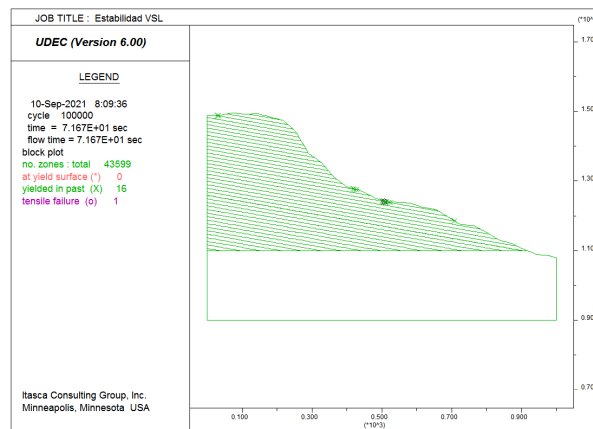


Figura 4.4: Indicadores de plasticidad en perfil longitudinal.

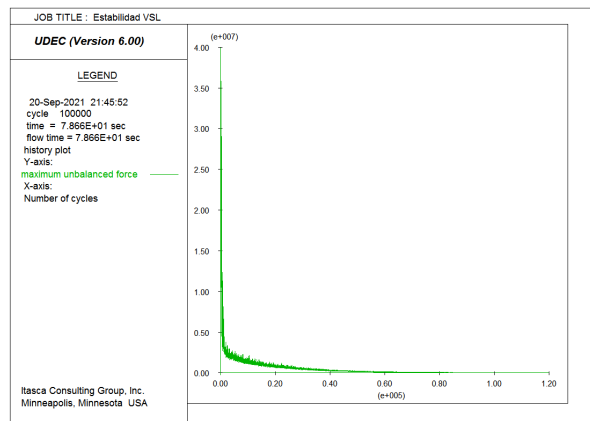


Figura 4.5: Fuerzas desbalanceadas en perfil transversal.

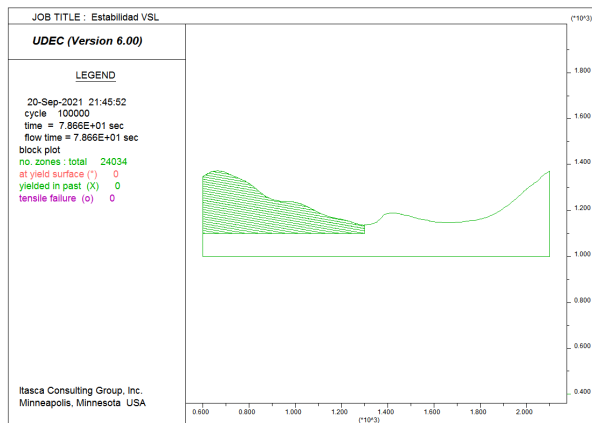


Figura 4.6: Indicadores de plasticidad en perfil transversal.

4.2. Etapa 1: Rol de Procesos Glaciares

Esta sección corresponde al estudio del rol de los procesos glaciares, en la iniciación y el desarrollo de las condiciones iniciales de la falla de talud en Villa Santa Lucía. La carga del glaciar se simula de acuerdo a la información entregada por Rivera, A., (2017), cubriendo en su totalidad el talud rocoso hasta los 1482 m.s.n.m en el perfil longitudinal y los 1361 m.s.n.m. en el perfil transversal. Según estudios se ha utilizado en la modelación numérica dos métodos para implementar la carga ejercida por el glaciar. El primero, como un material elástico (Eberhardt, E. et al., (2002)), y el segundo, como una condición de borde hidrostática en el modelo (Grämiger, L. et al., (2017)). Las principales diferencias recaen en la magnitud de los daños ejercidos en el talud. La modelación como un material elástico genera un confinamiento lateral mayor y una reducción de las tensiones en el fondo del valle, pero al modelarlo como una condición de borde, produce mayor cantidad de daño inicial en el talud rocoso. De acuerdo a lo anterior se recomienda modelar el glaciar como material elástico en condiciones de carga rápida a corto plazo, pero para estudios mecánicos de largo plazo se sugiere implementar la carga glaciar como una condición de borde (Grämiger, L., et al., (2017)).

En el presente trabajo, la implementación de esta etapa se realiza utilizando una condición de borde hidrostática sobre la ladera en el modelo, la cual va variando de acuerdo a la etapa de carga y descarga del glaciar. Es decir, a medida que el glaciar va en aumento el esfuerzo ejercido por el peso del hielo glaciar (ingresada en Pa) aumenta, y de la misma manera en el proceso de descarga glaciar el esfuerzo en la superficie rocosa disminuye.

La carga que ejerce el glaciar sobre la superficie del modelo se calcula de la forma $\rho \cdot g \cdot h$, donde ρ corresponde a la densidad del hielo glaciar de 917 kgm^{-3} (Eberhardt, E., et al., (2002)), g la gravedad y h la altura que adquiere el glaciar. En estos modelos, los esfuerzos se van calculando de acuerdo a lo que soporta cada punto de la superficie en el rango vertical. La ecuación que es implementada por UDEC en la condición de borde superior se define de la siguiente forma:

$$stress = gl_0 + gl_{ygrad} \cdot y \quad (4.1)$$

Con gl_0 el esfuerzo ejercido por el glaciar, gl_{ygrad} es la constante de gradación vertical ($\rho \cdot 9,81$), por último y corresponde a la altitud de cada punto en el borde de la superficie.

La modelación de la carga y la posterior descarga glaciar, se realiza en 5 etapas de 80 m en el perfil longitudinal y cada 55 m en el perfil transversal. El análisis de los resultados obtenidos se efectúa a través de la visualización de la diferencia de esfuerzos en el modelo. Cabe mencionar que para esta etapa las propiedades utilizadas en los modelos son las presentadas en la Tabla 3.4 para el material rocoso y la Tabla 3.1 para las discontinuidades.

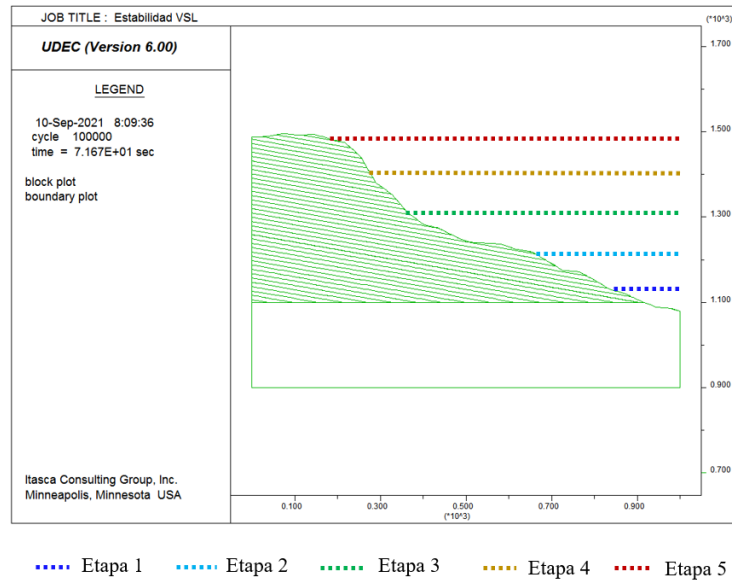


Figura 4.7: Etapas de altura de carga y descarga glaciar en perfil longitudinal.

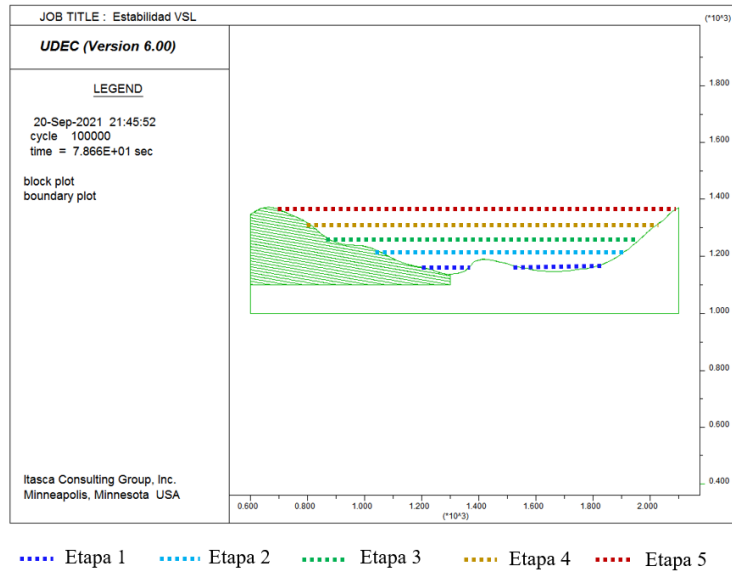
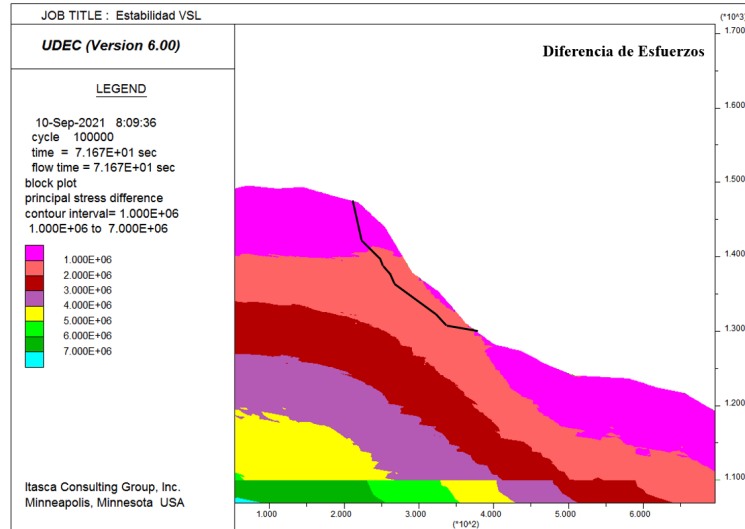


Figura 4.8: Etapas de altura de carga y descarga glaciar en perfil transversal.

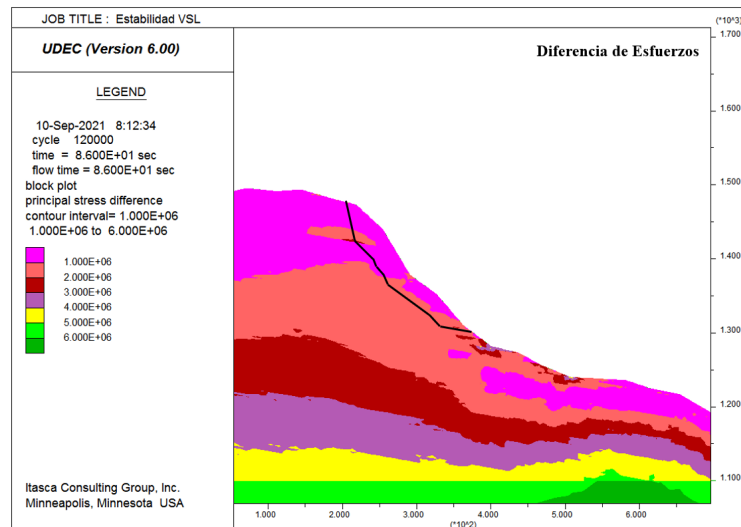
4.2.1. Perfil Longitudinal

4.2.1.1. Modelo inicial

La Figura 4.9 muestra la diferencia de esfuerzos en [Pa] obtenidas para la etapa previa a la carga glaciaria y la etapa posterior a la descarga completa. Los resultados se presentan en el recuadro de zoom que se indicó en la Figura 4.1.



(a) Etapa previa a la carga glaciaria



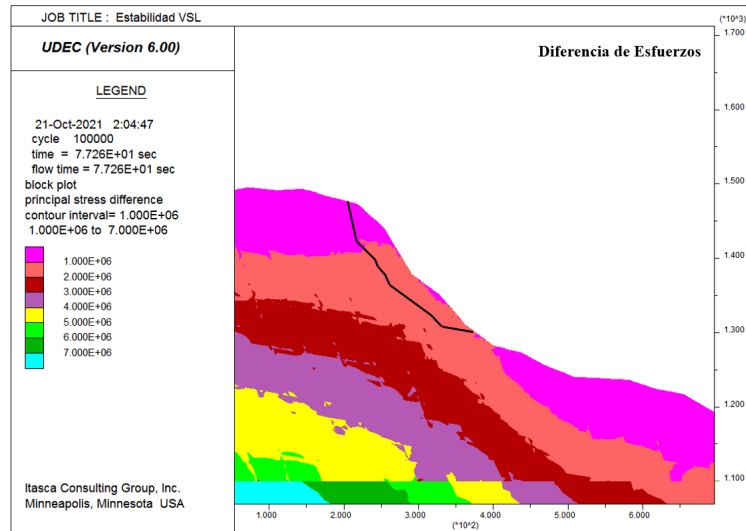
(b) Etapa posterior a la descarga glaciaria

Figura 4.9: Diferencia de esfuerzos en el modelo inicial del perfil longitudinal (a) Etapa previa a la carga glaciaria, (b) Etapa posterior a la descarga glaciaria. En línea negra se encuentra la superficie de falla estimada.

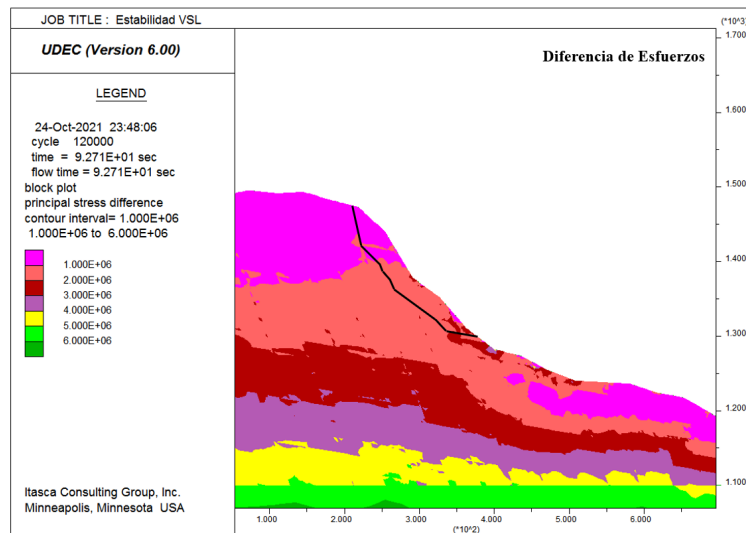
De la Figura 4.9 se puede apreciar que los valores de los esfuerzos van desde 1 [MPa] en la parte superior y cercana a la superficie del talud, hasta los 7 [MPa] en la zona más profunda del modelo. Los valores de los esfuerzos son iguales en las dos etapas del modelo, aun así es evidente la redistribución en la etapa posterior a la descarga glaciaria, donde es

posible evidenciar una orientación más sub horizontal cercano al contacto entre los dos tipos de roca (1100 m.s.n.m.). Además, se presentan dos áreas con acumulación de esfuerzos que tienen valores máximos de 4 [MPa], aproximadamente el doble de los valores que presentan las zonas cercanas a la superficie del talud.

4.2.1.2. Modelo con fracturamiento sub vertical



(a) Etapa previa a la carga glaciar



(b) Etapa posterior a la descarga glaciar

Figura 4.10: Diferencia de esfuerzos en el modelo con fracturamiento sub vertical del perfil longitudinal (a) Etapa previa a la carga glaciar, (b) Etapa posterior a la descarga glaciar. En línea negra se encuentra la superficie de falla estimada.

Para la configuración del perfil longitudinal con el fracturamiento sub vertical de la Figura 4.10, se pueden observar resultados similares a la configuración inicial. Los valores van desde los 1 [MPa] hasta los 7 [MPa] en la zona inferior. Los resultados también evidencian dos

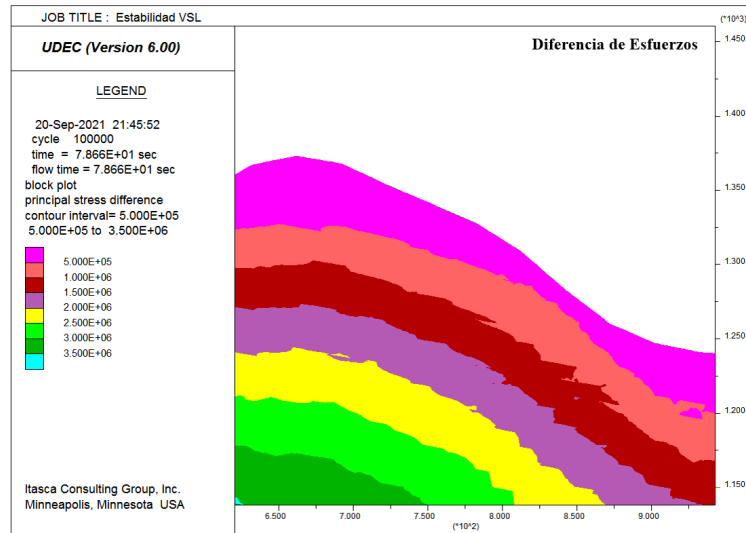
áreas de acumulación de esfuerzos, la primera a una altura aproximada de 1250 m.s.n.m y la segunda a 1300 m.s.n.m aproximadamente, muy cercana a la zona más baja de la superficie del deslizamiento estimada. Los esfuerzos en esas zonas de acumulación presentan valores máximos de 4 [MPa].

El contorno de los 2 [MPa], a diferencia del modelo inicial, se mantiene cubriendo gran parte de la zona del deslizamiento, sin presentar grandes variaciones al terminar la descarga glaciaria. Para el caso del modelo inicial el contorno de los 2 [MPa] no se mantiene y pierde continuidad a lo largo de la zona superficial del talud. Un efecto atribuible a la presencia de las discontinuidades sub verticales, las cuales pueden distribuir de manera diferente los esfuerzos en el ciclo de carga y descarga glaciaria.

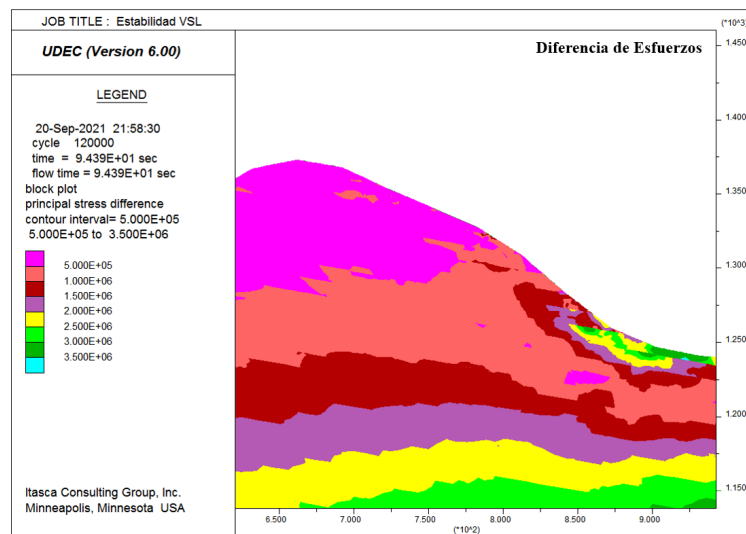
4.2.2. Perfil Transversal

4.2.3. Modelo inicial

Se realiza el mismo análisis para el perfil transversal, para este caso, la condición inicial presenta esfuerzos entre 0.5 [MPa] y 3.5 [MPa], un rango menor al presentado por el perfil longitudinal que puede atribuirse a la diferencia de alturas entre los dos perfiles, generando un menor esfuerzo por el peso propio de la ladera. Luego de generar el ciclo de carga y descarga glaciaria (Figura 4.11.b), los esfuerzos se redistribuyen y se genera una zona de acumulación a los 1250 [m.s.n.m.] aproximadamente. La zona de acumulación presenta esfuerzos máximos de 3.5 [MPa].



(a) Etapa previa a la carga glaciár

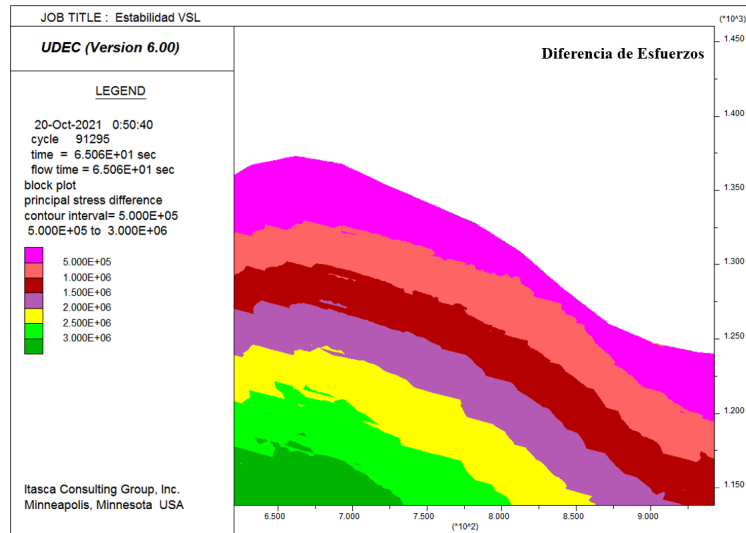


(b) Etapa posterior a la descarga glaciár

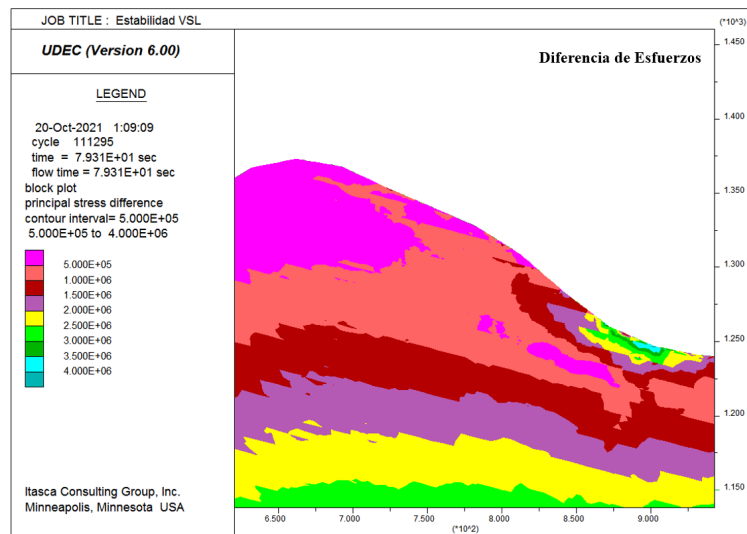
Figura 4.11: Tensiones de corte en el modelo inicial del perfil transversal (a) Etapa previa a la carga glaciár, (b) Etapa posterior a la descarga glaciár.

4.2.3.1. Modelo acortado

La Figura 4.12 presenta los resultados obtenidos para el perfil transversal de largo 1 [km]. Es posible evidenciar que el rango de valores disminuye hasta un valor máximo de 3 [MPa] en la condición inicial (Figura 4.12.a), pero este aumenta hasta 4 [MPa] en la etapa posterior a la deglaciación. Al igual que en los resultados anteriores, el modelo presenta una zona con acumulación de esfuerzos mayores a las que se encuentran en el borde del talud, alcanzando el valor máximo de 4 [MPa]. La zona de los 1 [MPa] cubre mayor área en la zona superior del modelo que en la configuración inicial.



(a) Etapa previa a la carga glaciario

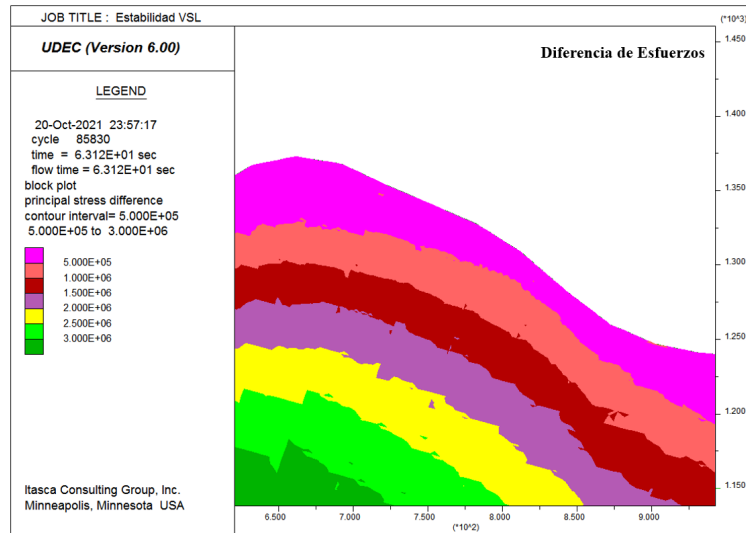


(b) Etapa posterior a la descarga glaciario

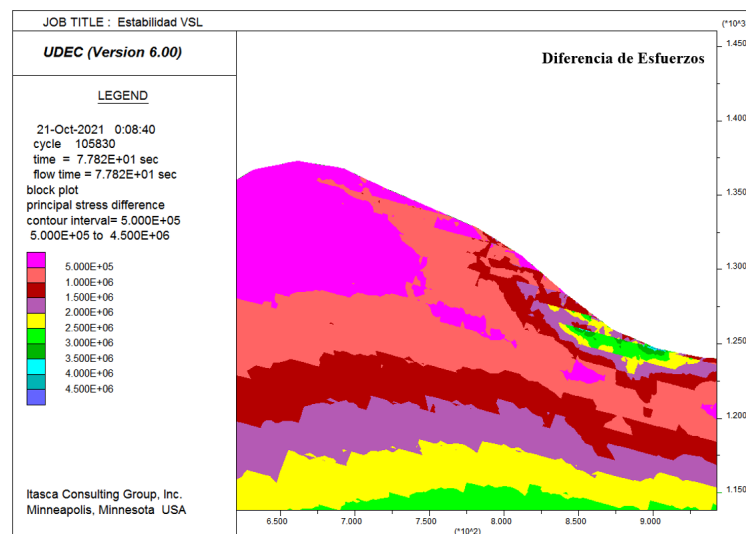
Figura 4.12: Tensiones de corte en el modelo acortado del perfil transversal (a) Etapa previa a la carga glaciario, (b) Etapa posterior a la descarga glaciario.

4.2.3.2. Modelo con fracturamiento sub vertical

La tercera configuración del perfil transversal, corresponde a la integración del fracturamiento sub vertical. En la condición inicial (Figura 4.13.a), los esfuerzos son similares a la configuración del modelo de 1 [km] (Figura 4.12), presentando un rango de valores entre los 0.5 [MPa] y los 3 [MPa]. Luego de la descarga completa del glaciario, se genera una zona de acumulación de tensiones que abarca desde los 1225 [m.s.n.m] hasta los 1300 [m.s.n.m] aproximadamente. Dentro de dicha zona, se alcanzan valores máximos de 4 [MPa].



(a) Etapa previa a la carga glaciaria



(b) Etapa posterior a la descarga glaciaria

Figura 4.13: Tensiones de corte en el modelo con fracturamiento sub vertical del perfil transversal (a) Etapa previa a la carga glaciaria, (b) Etapa posterior a la descarga glaciaria.

El ciclo completo de carga y descarga glaciaria, independiente del modelo, da paso a una redistribución de esfuerzos, que reasigna valores elevados a zonas al pie de los taludes. Para los modelos del perfil longitudinal (Figura 4.9 y 4.10) los cambios presentan un rango de ± 2 [MPa] en las zonas de acumulación. En los modelos del perfil transversal la variación de esfuerzos, a los pies del talud, son mayores con un rango de ± 3 [MPa].

4.3. Etapa 2: Desarrollo Progresivo del Plano de Falla

La modelación del desarrollo progresivo del plano de falla, necesita incorporar tanto la degradación de la resistencia debido a la evolución de la deformación plástica y/o el daño de fractura por tracción, y también, la propagación de la fractura frágil y su evolución tem-

poral. El proceso de fractura frágil para el desarrollo de una falla progresiva, como bien fue explicado en la Sección 2.3, puede representarse variando los parámetros de resistencia del material en función de su deformación plástica. Aun así, la aplicación del modelo de debilitamiento por cohesión y refuerzo por fricción (CWFS), se ha utilizado mayoritariamente en rocas tipo granito, y con la finalidad de recrear el comportamiento in situ de forma similar a lo que se presenta en laboratorio (Walton, 2019). Es por esa razón que no es posible aplicar de forma directa la metodología CWFS a este trabajo de estudio, ya que no hay ensayos de laboratorios con los cuales trabajar y reafirmar la teoría, pero de todas maneras se utiliza el objetivo de variar los parámetros resistentes del macizo rocoso basado en lo propuesto por Hajiabdolmajid y Kaiser (2002).

Con la finalidad de poder recrear y estudiar las condiciones para que se genere la fractura frágil en los puentes de roca intacta, se decide considerar valores de cohesión y ángulo de fricción de diversos trabajos (Daemen et al, 2004, González de Vallejo et al., 2002, Read, 2009, Kulhawy, 1975). El objetivo es diseñar etapas que representen el proceso de fractura frágil y su propagación. La variación de parámetros resistentes se realiza únicamente en la Toba, ya que el deslizamiento ocurre en la roca volcánica además, el intrusivo no se modela con discontinuidades por lo que sumado a la diferencia de magnitudes entre las propiedades de resistencia, funciona casi como una condición de borde.

Los valores de los parámetros resistentes (cohesión y ángulo de fricción) se fijaron inicialmente con las propiedades adoptadas en las etapas anteriores (Tabla 3.4 y 3.1) para un macizo rocoso de Toba, luego se alteraron con la finalidad de encontrar una posible superficie de falla. Se decide generar tres etapas de daño presentadas en la Tabla 4.1. La presentación de los resultados se realiza mediante los indicadores de plasticidad, ya que son capaces de mostrar el daño por tracción y zonas en un estado plástico. Además, se presentan los desplazamientos horizontales para analizar el comportamiento del modelo.

Tabla 4.1: Etapas de daño de los parámetros de resistencia de Toba.

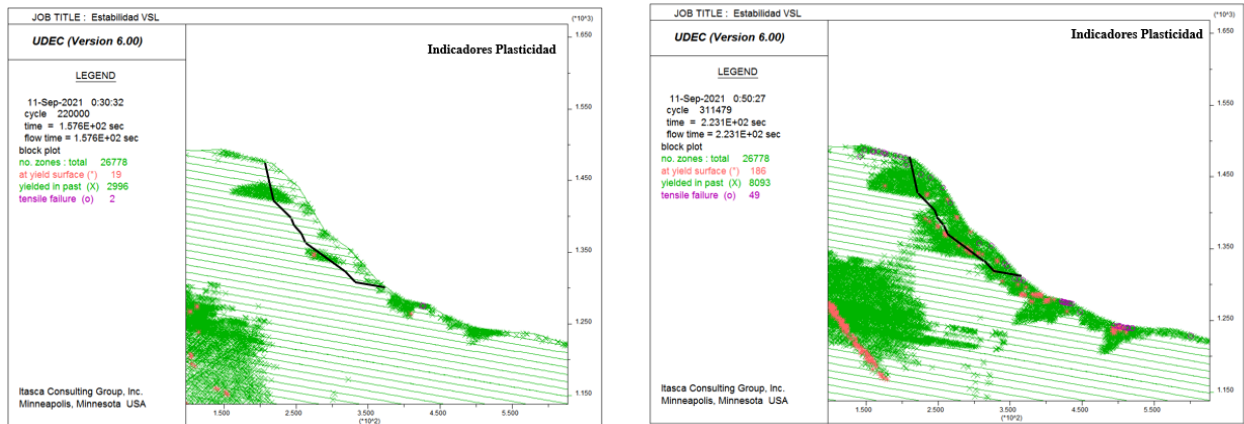
	Inicial	Daño 1	Daño 2	Daño 3
Cohesión [MPa]	1.5	0.5	0.1	0.05
Ángulo de Fricción [°]	22	30	38	38

4.3.1. Perfil Longitudinal

4.3.1.1. Modelo inicial

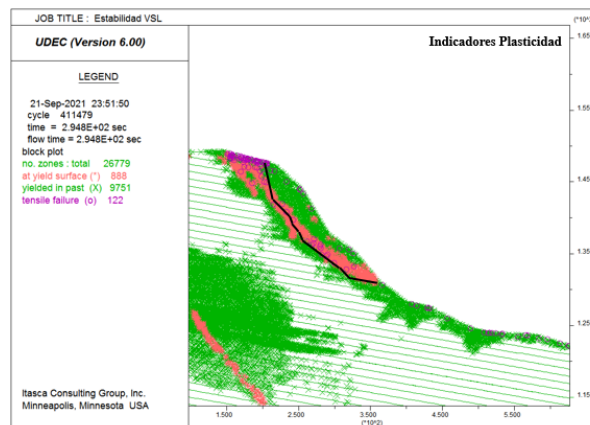
La Figura 4.14 presenta los indicadores de plasticidad en el modelo durante las tres etapas de daño y se compara con la superficie de falla estimada para el año 2017. En color rosado se presentan las zonas activas bajo fluencia, en morado se representa el daño por tracción en los elementos y en verde zonas que presentaron fluencia en el pasado. De los resultados es posible observar la transición de una condición estable en el talud, a la generación progresiva de una superficie de falla en las etapas dos y tres, evidenciando que la zona inferior se asemeja a la superficie del año 2017 (línea negra), y la sección superior el daño se extiende

más en profundidad que lo estimado. Además, es posible visualizar acumulaciones de daño por tracción en la zona superior del talud, siendo posible atribuirlo a las grietas abiertas que se encontraron en el sector previo al deslizamiento.



(a) Daño 1

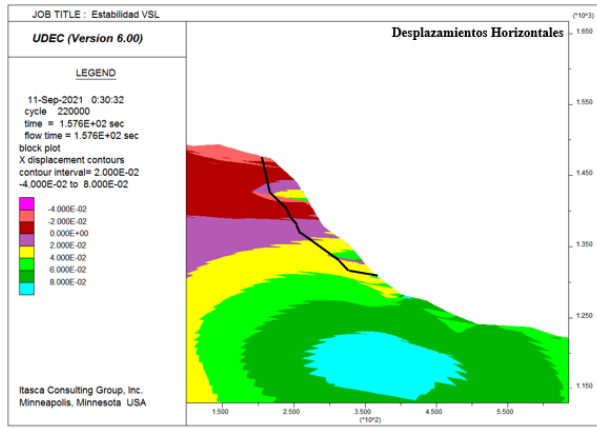
(b) Daño 2



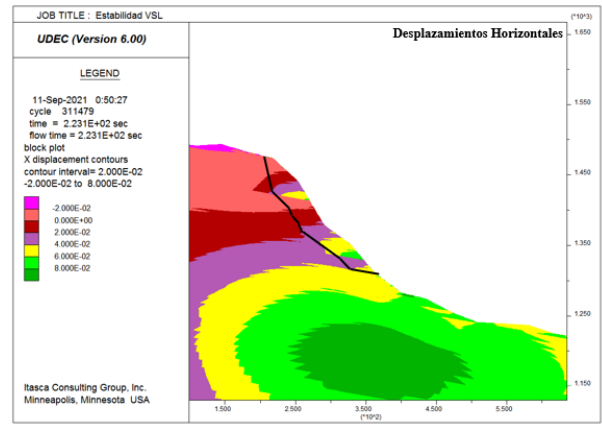
(c) Daño 3

Figura 4.14: Indicadores de plasticidad y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).

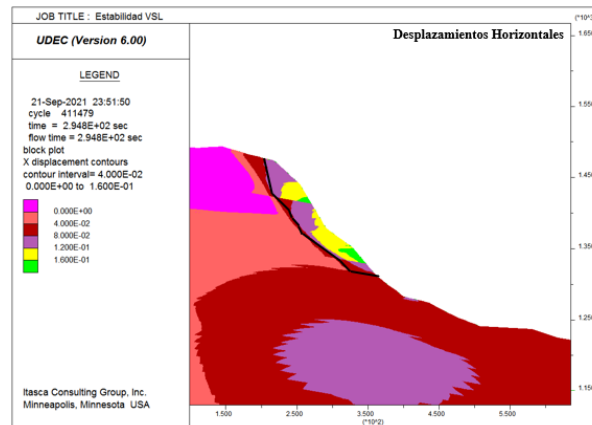
La Figura 4.15 presenta los cambios en los desplazamientos horizontales a través de las etapas de daño. En la zona del deslizamiento (línea negra en la Figura 4.15), se presentan desplazamientos horizontales máximos de 0.06 [m]. A medida que el daño aumenta, y la superficie de falla se comienza a formar, los desplazamientos horizontales alcanzan valores máximos de 0.16 [m] en la zona del deslizamiento. Es posible observar como la distribución de los desplazamientos se acumula en la zona de deslizamiento en la etapa de daño 3, lo que indica que efectivamente se está generando una superficie de falla en el modelo.



(a) Daño 1



(b) Daño 2

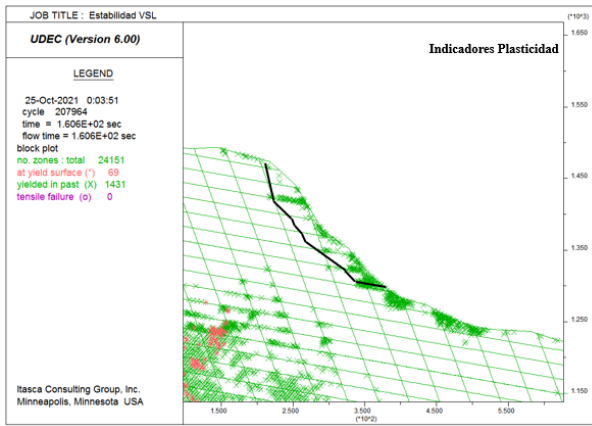


(c) Daño 3

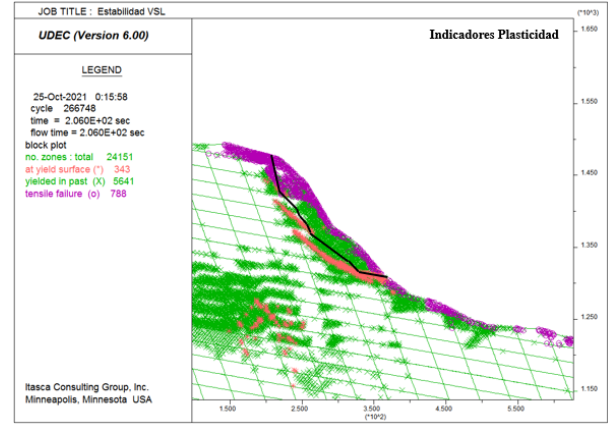
Figura 4.15: Desplazamientos horizontales a través de las etapas de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.

4.3.1.2. Modelo con fracturamiento sub vertical

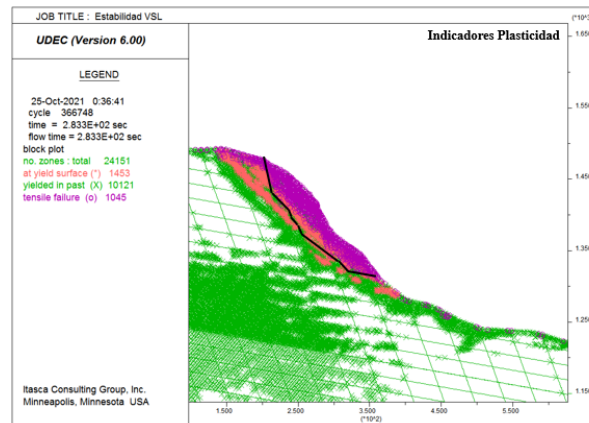
Los resultados que se presentan a continuación corresponden al modelo del perfil longitudinal con la integración del fracturamiento sub vertical. La Figura 4.16 presenta los indicadores de plasticidad según cada etapa de daño. Es evidente la disimilitud en los resultados con lo obtenido en el modelo inicial del perfil longitudinal. En la etapa de daño dos (Figura 4.16.(b)) es posible evidenciar el gran aumento del daño por tracción en el modelo, no solo se acumula en la sección superior, sino que se desplaza a lo largo de la zona superficial del talud, llegando hasta una profundidad de 80 [m] en la zona superior y mucho más abajo que la superficie estimada del año 2017. Las zonas en estado plástico se ubican de forma similar a la superficie de falla del año 2017 en la sección inferior, teniendo algunas discrepancias a la altura de los 1400 [m.s.n.m] aproximadamente, perdiendo continuidad y abarcando zonas a mayor profundidad que la superficie estimada. En la etapa de daño 3 (Figura 4.16.(c)) el daño por tracción cubre casi por completo la zona de deslizamiento estimada, por su parte las zonas que se encuentran activamente fluyendo se ubican hasta 80 [m] más atrás que la superficie de falla estimada para el año 2017, llegando al mismo punto en que se encontraba el daño por tracción en la etapa 2.



(a) Daño 1



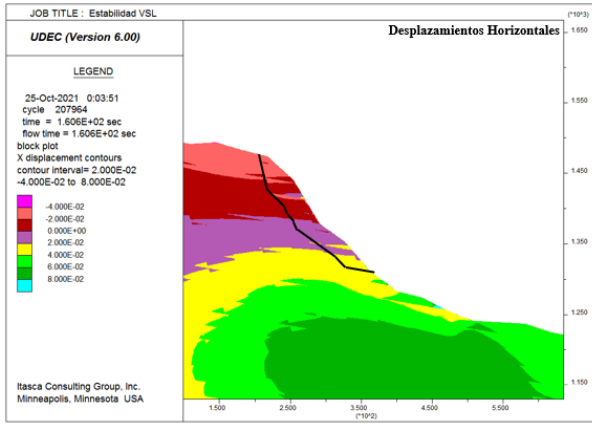
(b) Daño 2



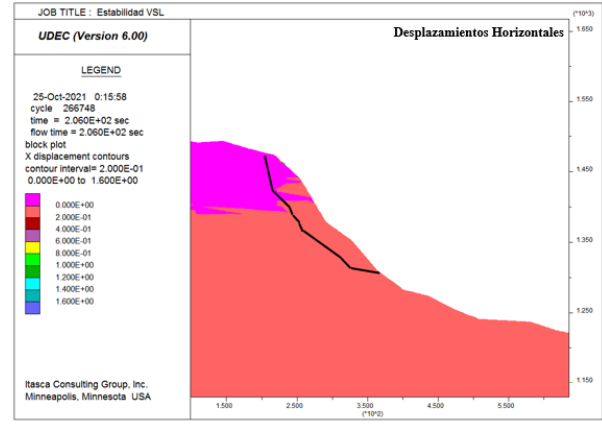
(c) Daño 3

Figura 4.16: Indicadores de plasticidad y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).

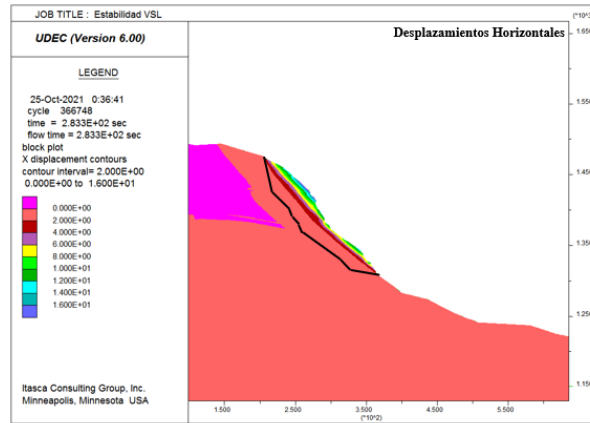
Con respecto a los desplazamientos horizontales, la Figura 4.17 presenta lo obtenido por el modelo en cada etapa de daño. La etapa dos (Figura 4.17.(b)) evidencia pequeñas zonas en donde los desplazamientos horizontales alcanzan valores de 1.6 [m], estas zonas se encuentran en la cara superficial del talud con acumulación de daños por tracción. Los desplazamientos horizontales aumentan de valor máximo en la etapa tres llegando a 16 [m], esto quiere decir, que la zona cubierta por daño de tracción en la Figura 4.16.(c), la cual coincide con el área que presenta grandes desplazamientos, se encuentra deslizando. La zona donde se acumulan los desplazamientos horizontales se encuentra dentro de la superficie de falla del año 2017, pero no la cubre completamente.



(a) Daño 1



(b) Daño 2



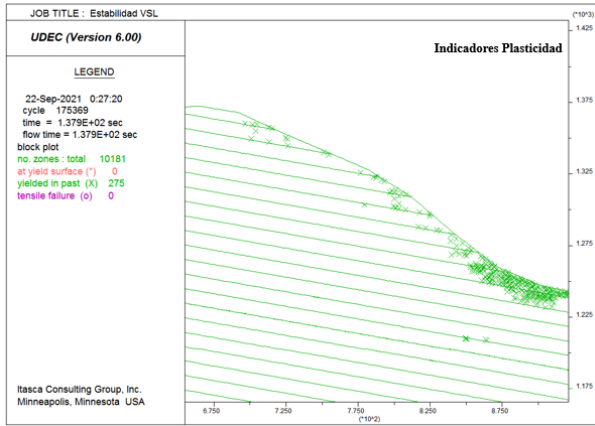
(c) Daño 3

Figura 4.17: Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.

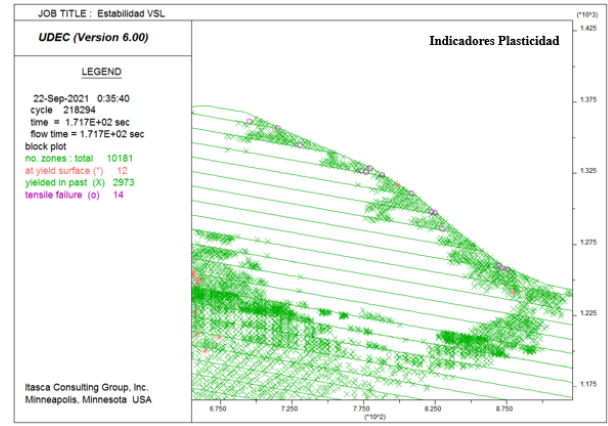
4.3.2. Perfil Transversal

4.3.2.1. Modelo inicial

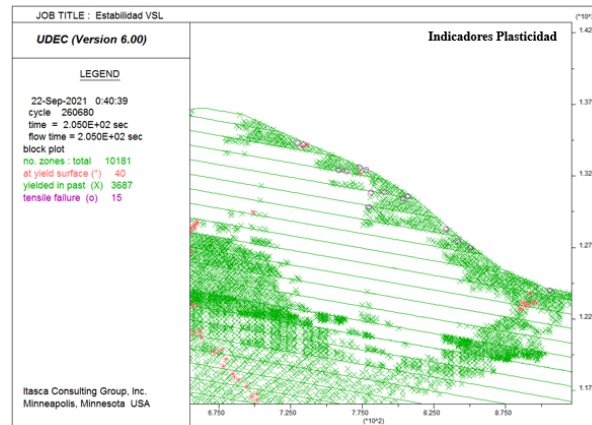
Bajo las mismas condiciones que en el perfil longitudinal, se analiza el desarrollo progresivo de una posible superficie de falla. Recordar que el perfil transversal se traza sobre un bloque que no desliza el año 2017. La Figura 4.18, presenta los indicadores de plasticidad utilizando las mismas etapas de daño que en el perfil longitudinal (Tabla 4.1). A diferencia del caso anterior, acá no es posible visualizar una superficie de falla, ya que los indicadores se encuentran dispersos a través del modelo sin lograr generar un trazo continuo que una dos superficies. Tampoco es posible visualizar de manera clara algún sector que se vea afectado por daño por tracción.



(a) Daño 1



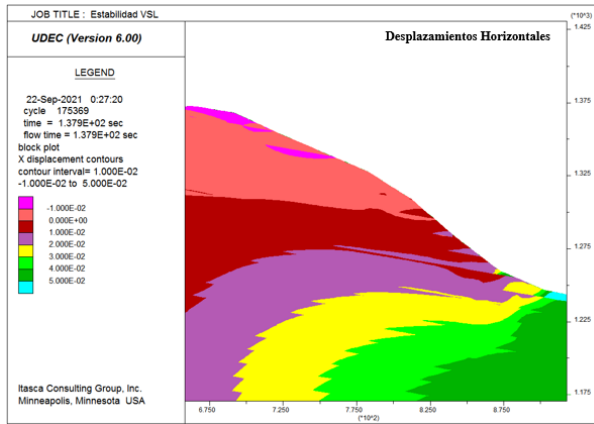
(b) Daño 2



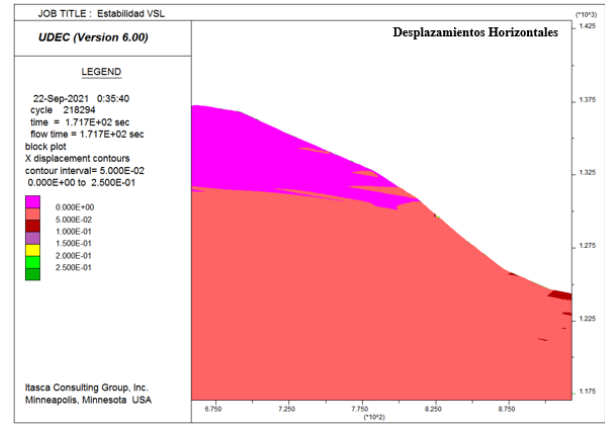
(c) Daño 3

Figura 4.18: Desarrollo progresivo del plano de falla y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).

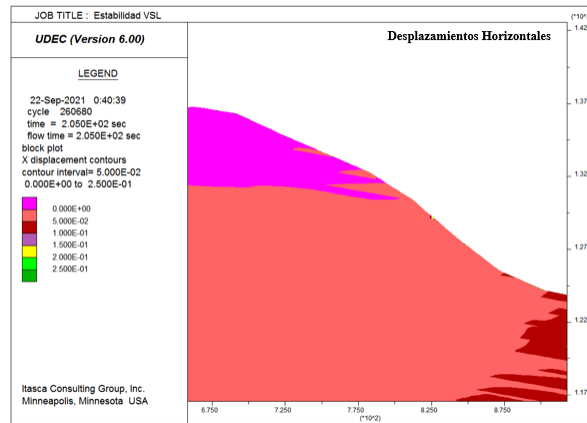
La Figura 4.19 presenta los desplazamientos horizontales a medida que el daño va progresando en el modelo. Los desplazamientos alcanzan magnitudes máximas de 0.05 m en la primera etapa de daño a los pies del talud, luego se redistribuyen alcanzando un máximo de 0.25 [m] en pequeñas zonas a lo largo de la superficie de la ladera.



(a) Daño 1



(b) Daño 2

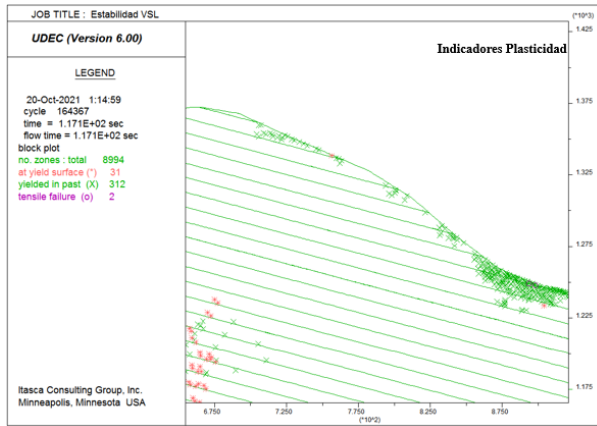


(c) Daño 3

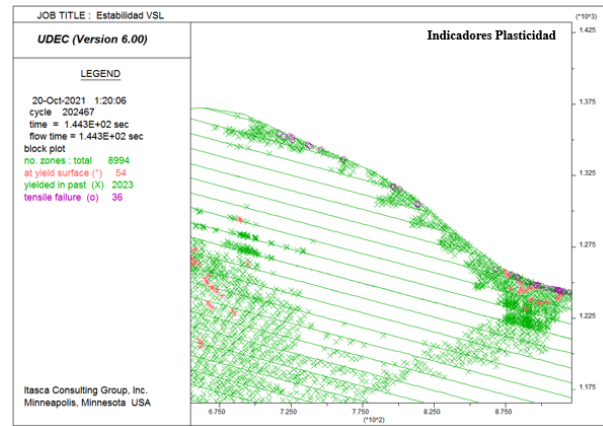
Figura 4.19: Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.

4.3.2.2. Modelo acortado

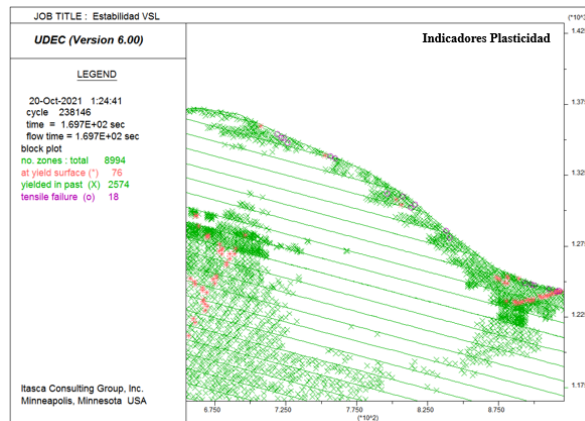
Los resultados que se presentan a continuación corresponden al modelo del perfil transversal acortado a un largo de 1 [km]. A diferencia del modelo inicial, los indicadores de plasticidad (Figura 4.20) muestran acumulaciones de daño por tracción al pie del talud en la etapa de daño dos y tres. En la etapa de daño tres se forma una línea continua de zonas activas en estado plástico de aproximadamente 47 [m] de largo a los 1248 [m.s.n.m.].



(a) Daño 1



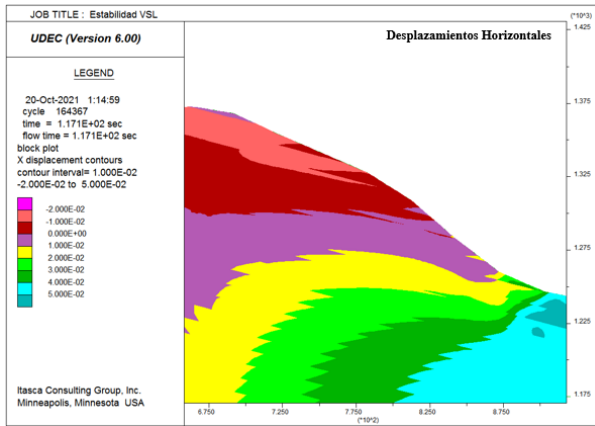
(b) Daño 2



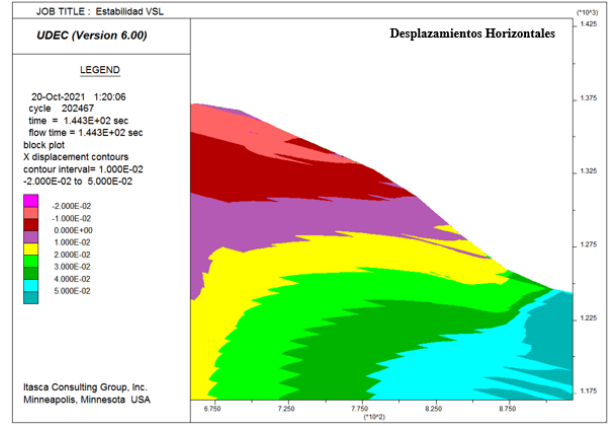
(c) Daño 3

Figura 4.20: Desarrollo progresivo del plano de falla y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).

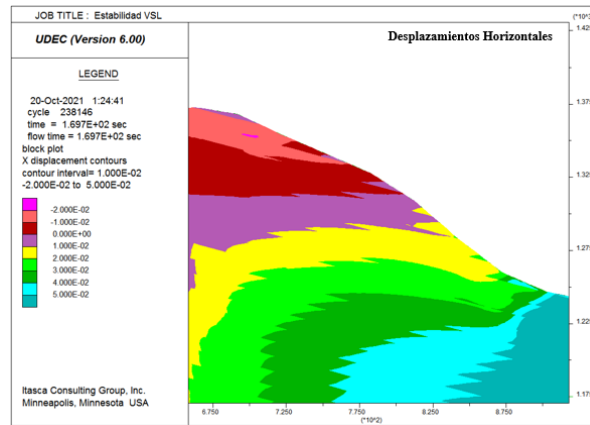
Los desplazamientos horizontales se mantienen similares durante las tres etapas de daño presentando valores máximos de 0.05 [m] a los pies del talud. A diferencia del modelo inicial del perfil transversal, no se generan pequeñas zonas en donde se acumulan los desplazamientos, por el contrario, estos se distribuyen a lo largo de todo el modelo. Estos resultados sugieren que un factor que ha tomado importancia en los resultados obtenidos es el tamaño del modelo, debido a que la única diferencia entre las dos configuraciones es el largo que se le entrega al perfil transversal.



(a) Daño 1



(b) Daño 2

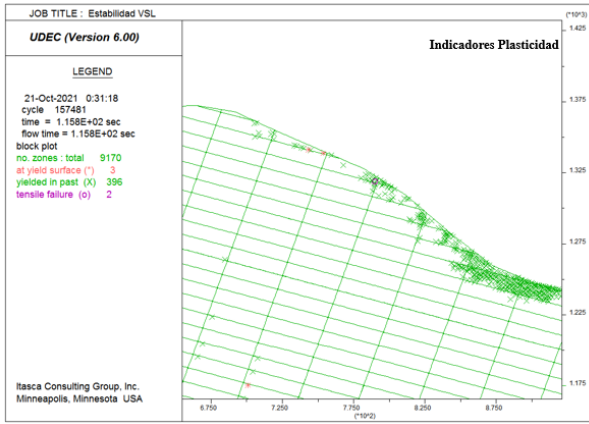


(c) Daño 3

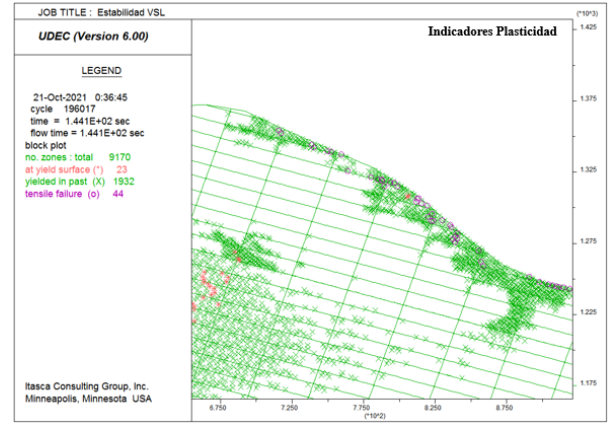
Figura 4.21: Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.

4.3.2.3. Modelo con fracturamiento sub vertical

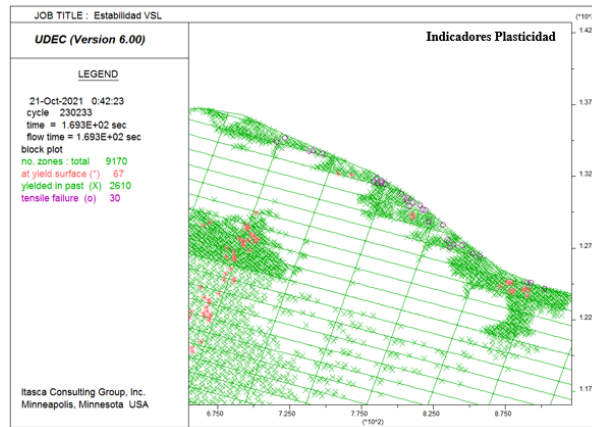
El tercer modelo cuenta con el set de fracturamiento sub vertical. En este modelo los resultados obtenidos sobre los indicadores de plasticidad (Figura 4.22) evidencian la existencia de daño por tracción no solo a los pies del talud, sino que además a lo largo de la cara superficial del talud en las etapas dos y tres de daño. Aun así la cantidad de daño por tracción no es comparable con lo obtenido en el perfil longitudinal, en este caso hay solamente 44 zonas que se ven afectadas en la etapa 2 de daño, en comparación a las 788 que presenta el perfil longitudinal bajo la misma configuración. Los resultados no presentan la existencia de alguna línea continua de zonas fluyendo, por lo que no es posible definir una superficie de falla.



(a) Daño 1



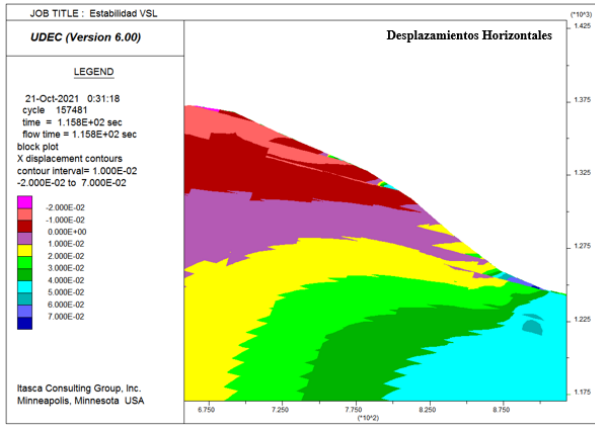
(b) Daño 2



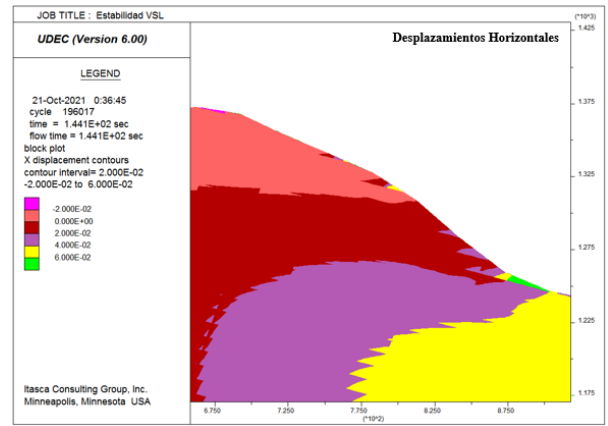
(c) Daño 3

Figura 4.22: Desarrollo progresivo del plano de falla y su comparación con la superficie de falla estimada (línea negra).

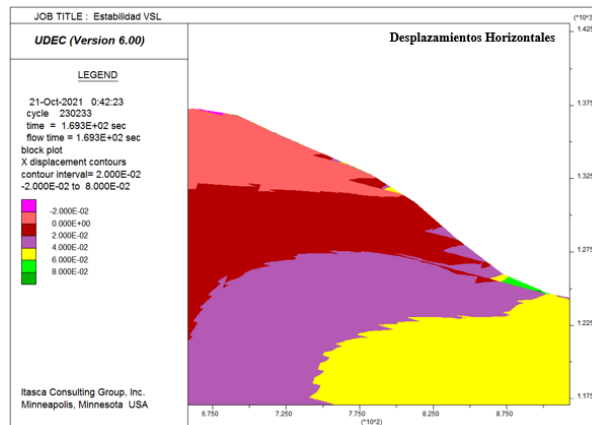
La distribución de los desplazamientos difiere de la obtenida en el modelo acortado, sugiriendo que el fracturamiento sub vertical juega un rol en su distribución. Además, siguen la tendencia sub horizontal de las discontinuidades, lo que se puede visualizar en los desplazamientos más cercanos a la superficie del modelo. Se presentan valores mayores a los pies del talud llegando a 0.08 [m] en la etapa tres de daño. Esta zona de desplazamientos mayores se relaciona con una acumulación de zonas fluyendo, encontrándose posicionadas en el mismo lugar.



(a) Daño 1



(b) Daño 2



(c) Daño 3

Figura 4.23: Desplazamientos horizontales a través de los estados de daño. La línea negra indica la superficie de falla estimada para el año 2017.

Capítulo 5

Análisis y Discusión de Resultados

El presente capítulo expone la discusión y análisis de los distintos resultados obtenidos durante la modelación. La sección 5.1 es respecto a la configuración de los modelos, su construcción y desarrollo en las diferentes etapas del trabajo. Por otro lado, la interpretación de los resultados se encuentran en la sección 5.2 y 5.3.

5.1. Configuración Modelos

La configuración de los modelos considera todas las etapas de la metodología para la creación de un modelo en UDEC. Es necesario realizar un análisis a cada una de las secciones teniendo en consideración que se espera trabajar con datos e información de gran resolución para poder personificar el problema de la mejor manera posible.

5.1.1. Geometría Modelos

La geometría de los modelos se encuentra compuesta por la extensión de los perfiles, la topografía y la ubicación de las estructuras geológicas reconocidas del lugar. Para la información topográfica del área de estudio se utiliza un modelo digital de elevación (DEM) con una resolución de 30 [m] por pixel, de esta manera se obtienen los datos previos al deslizamiento del año 2017. Hay que tener en consideración que en un área pequeña como la que se está considerando en este estudio se dificulta la identificación de los cambios en la topografía, considerando que la escena que entrega el DEM de Alos Palsar es de 85 km x 85 km. Además, hay que tener en consideración que la zona de estudio presenta una topografía que ha variado en el tiempo, lo que es posible corroborar con el material depositado sobre el glaciar perteneciente a desprendimientos de la ladera previo al deslizamiento del año 2017. Por lo tanto, se pueden tener diferencias topográficas en la zona debido a la diferencia de años entre el DEM y el año del suceso, las cuales no es posible identificar, ya que el modelo digital más actual es posterior al deslizamiento.

Con respecto a los perfiles topográficos, se decide trabajar con dos, el primero corresponde a un perfil longitudinal al deslizamiento que se traza sobre el punto de mayor altura del escarpe, el segundo correspondiente a un perfil transversal, se traza sobre el bloque que no desliza de manera completa tras lo ocurrido en diciembre del año 2017. La idea de trabajar

con dos perfiles es comparar las diferencias topográficas y como estas afectan a los resultados, teniendo en consideración que el perfil longitudinal corresponde a una zona que desliza completamente con un área de deslizamiento de 5332 m², y el perfil transversal no ocurre un deslizamiento completo. La Tabla 5.1 presenta la altura máxima de cada perfil siendo posible visualizar que existe una diferencia de más de 100 m entre la altura de un perfil y otro.

Tabla 5.1: Datos Geométricos Perfiles Topográficos

Perfil Topográfico	Altura Máxima [m.s.n.m.]
Longitudinal	1470
Transversal	1360

5.1.2. Estructuras Geológicas

Para la configuración del modelo numérico en UDEC es de mucha importancia la definición y distribución de las estructuras geológicas, ya que estas definen la cantidad de bloques con los cuales se va a trabajar.

La definición de las estructuras y su correspondiente distribución dependen únicamente del macizo rocoso y la zona a estudiar. Para el caso particular del presente trabajo la obtención de las estructuras geológicas se realiza mediante un estudio de fotografías del sector del deslizamiento posterior al evento, e imágenes entregadas por Google Earth para el año 2006, debido a que no existen datos de mediciones en terreno sobre un mapeo detallado de ellas. Esto se realiza en conjunto a información entregada por Sernageomin (2018), quienes describen las estructuras en el área desde donde se genera el deslizamiento el año 2017. Aun así al no existir información detallada sobre las orientaciones y espaciamiento, se estiman de manera visual lo que conlleva un error asociado, ya que no existe gran precisión en las mediciones.

Los dos sets de discontinuidades se ingresan al modelo con espaciamientos constantes y de forma paralela, para el caso de los niveles volcánicos el valor es el estimado a través de las fotografías, pero para el set de discontinuidades pertenecientes al fracturamiento sub vertical se utiliza un valor tal que no se generen problemas en la configuración del modelo. El objetivo es buscar un valor que evite la sobre posición entre bloques al momento de correr la modelación. No es posible estimar a través de fotografías la prolongación de las estructuras en profundidad, por lo que se decide extenderlas de forma completa dentro de la zona de la roca volcánica.

También es necesario definir la ubicación del contacto entre el intrusivo y la roca volcánica en el modelo. Al igual que las estructuras geológicas descritas anteriormente, la ubicación se estima a través de fotografías de la zona de estudio y se van comparando con lo que se observa en Google Earth, de esa manera fue posible obtener un valor estimado de la altura a la que se encuentra el contacto entre las rocas. Tanto en el perfil longitudinal como transversal, el contacto se ingresa de manera recta en profundidad, ya que no se tiene información sobre hasta que punto se encuentra, esto puede ser considerado una simplificación en los modelos disminuyendo de cierta manera la representatividad de la modelación con respecto a lo que se observa en la zona tras un trabajo en terreno.

5.1.3. Materiales del Talud

Según el mapa geológico presentado en la Figura 3.2, en la zona del deslizamiento se encuentran dos tipos de materiales. El primero corresponde a un intrusivo tonalítico y sobre este se posiciona una roca volcánica desde donde ocurre el deslizamiento el año 2017.

La roca volcánica, según la descripción entregada por Sernageomin (2018), corresponde a un conjunto de rocas (Andesita, Toba, brechas) alteradas hidrotermalmente que se depositan sobre un intrusivo. Para término de ingreso en los modelos, no es posible limitar la ubicación de cada una de ellas, debido a que no se tiene mayor información con respecto a su distribución y en las fotografías tampoco es posible distinguir las ubicaciones. Se toma la decisión de ingresar a los modelos parámetros mecánicos únicamente de la Toba, teniendo en consideración que no es lo totalmente correcto. Existe una gran diferencia entre los valores de los parámetros resistentes de la Andesita y la Toba (Tabla 5.2), siendo la Andesita una roca con mayor resistencia a la tracción, valor de gran importancia para el estudio que se está realizando. Pero, para no sobreestimar los valores de los parámetros resistentes ingresados a los modelos se decide utilizar la Toba, ya que se debe considerar la existencia de la alteración hidrotermal y como puede llegar a disminuir la resistencia de las rocas.

Tabla 5.2: Parámetros resistentes de roca intacta para andesita y toba según recolección bibliográfica.

Propiedad	Unidad	Andesita	Toba
Resistencia Tracción	MPa	6.8	0.9-3.0
Ángulo de Fricción	°	36-46	36-44
Cohesión	MPa	22-29	0.14-1.2
Modulo Young	GPa	26-60	2.9-12.5
Razón de Poisson	-	0.2-0.6	0.2-0.3
Densidad	Kg/m ³	2200-2350	1900-2300

Con respecto al intrusivo, este se ingresa al modelo como un bloque sin discontinuidades, lo que difiere de la realidad, ya que se encuentra cortado por diques basálticos (Sernageomin, 2018). Mediante el análisis fotográfico no es posible distribuir y ubicar los diques, por esta razón se decide no ingresarlos al modelo.

5.1.4. Modelos Constitutivos

UDEC permite ingresar modelos constitutivos tanto al material rocosos como a las discontinuidades, estos tienen la finalidad de describir el comportamiento que presentarán los materiales bajo ciertas condiciones y perturbaciones. Para tomar la decisión de que modelo constitutivo utilizar se debe considerar lo siguiente:

1. ¿Cuáles son las características o propiedades conocidas del material?
2. ¿Cuál es la aplicación prevista del análisis del modelo?

En el caso particular del presente trabajo, la única información conocida del material rocoso es la obtenida a través de las fotografías de la zona y las características visuales entregadas por Sernageomin (2018). Se tiene nulo conocimiento con respecto a cualquier parámetro resistente de las rocas de la zona del deslizamiento, sobre la base de esto se trabaja con una recolección bibliográfica buscando siempre la mayor representatividad posible. Para lograrlo se realiza un estudio analítico mediante el método de equilibrio límite, considerando únicamente las propiedades de la toba, esto con la finalidad de encontrar un rango de valores posibles para el talud estudiado y complementarlo con lo obtenido mediante la recolección bibliográfica.

Lo recomendable siempre será utilizar mediciones realizadas en terreno, de manera de representar de la forma más verídica el problema, ya que los valores considerados pueden no ajustarse a los objetivos y mostrar una baja representatividad. En el caso particular de este trabajo, los parámetros considerados de los materiales no generaron problemas en la modelación. La obtención de los parámetros a través de la utilización del GSI, entrega valores que no se alejan en gran medida de lo recolectado en bibliografía. Por lo que la aplicación del modelo de Mohr Coulomb es bastante directa y no presenta errores en los modelos.

A las estructuras geológicas también se le debe aplicar propiedades resistentes, para lo cual se decide utilizar el modelo constitutivo de Mohr Coulomb. Hay que tener en consideración que lo más recomendado es la aplicación del modelo de Barton Bandis, ya que representa de mejor manera la pérdida de resistencia en las discontinuidades. Aun así, no es posible su aplicación, ya que solicita parámetros que no se obtienen de manera sencilla o a través de recolección bibliográfica, por lo que serían demasiadas estimaciones sin tener algún rango con el cual trabajar.

5.1.5. Red de zonas deformables y tamaño del modelo

Un concepto clave en la modelación de un medio discontinuo es la elección de bloques deformables por sobre bloques rígidos en la modelación numérica. La generación de zonas al interior de los bloques permite la deformación de estos, un aspecto importante en el estudio de estabilidad de taludes y respuestas sísmicas de estructuras enterradas.

Los modelos presentan un mallado diferenciado de acuerdo a la ubicación a la que se encuentre, esto debido a que el tamaño de la zonificación interfiere directamente en el tiempo de

cálculo de la modelación. La zona del deslizamiento expone un mallado uniforme de 5 [m], ya que se busca tener una mayor precisión en los resultados obtenidos de esa zona, pero que no aumente en gran medida los tiempos de procesamiento. Además, se debe tener en cuenta que un tamaño de 5[m] de largo es un valor razonable, considerando que en la parte superior del deslizamiento se estiman largos de 20 [m] aproximadamente.

UDEC presenta la opción de generar un mallado o zonas de forma triangular o cuadrilátera. La decisión de generar una zonificación triangular recae en que bajo la utilización de polígonos de más de tres nodos (forma cuadrilátera), existen combinaciones de desplazamientos nodales que no producen deformaciones, y tampoco se generan fuerzas opuestas, algo no viable considerando que cada punto de la zona o mallado se rige bajo una ley de estrés-deformación. Por lo que para evitar la situación anterior, o conocida también como efecto "*relojdearena*", se decide generar el mallado con una forma triangular.

Con respecto al tamaño de los modelos estos se eligen de acuerdo al tamaño del deslizamiento a analizar, la idea es tener representatividad en la topografía y tener un comportamiento adecuado del modelo. El perfil longitudinal contiene el deslizamiento el cual cubre un área de 5332 m², con base en eso se decide implementar un modelo de 1 km de largo teniendo en consideración que la zona importante a analizar esté comprendida y no se generen problemas con los bordes, lo cual es estudiado y comprobado en los primeros procesamientos correspondientes al análisis estático. Para el perfil transversal se decide en un comienzo trabajar con un perfil de 1.5 km, de manera de considerar una mayor parte del valle del río Burritos buscando observar las implicancias en los resultados.

5.1.6. Condiciones de borde

La generación de los modelos en UDEC debe ser provista de condiciones de borde, las cuales permiten mantener una continuidad espacial y geológica a lo largo de todo el modelo y sobre todo en los bordes. Estas condiciones de borde se rigen bajo ciertos factores restrictivos, el sistema debe estar en equilibrio antes de ingresar cualquier tipo de perturbación al modelo, y los criterios de fluencia y desplazamientos, elegidos para los materiales y discontinuidades, no deben ser violados en ninguna parte del modelo bajo las condiciones iniciales (Itasca, 2014).

Las condiciones de borde para los modelos en la condición estática, es decir previo a generar cualquier tipo de perturbación, debe cumplir condiciones de equilibrio, por lo que se decide definir desplazamientos nulos tanto horizontal como verticalmente. Esto se realiza anulando la velocidad horizontal en los costados de los modelos y vertical en el borde inferior del modelo. La finalidad es que los modelos no deslicen y tampoco caigan al momento de ingresar la gravedad. Trabajos anteriores de modelación en UDEC (Eberhardt et al., 2004; Escudero, 2017; García, 2016; Grämiger et al., 2017; Rivillo, 2019) definen de la misma manera las condiciones de borde iniciales en los modelos, a excepción de casos sísmicos donde se debe agregar condiciones de viscosidad.

Para la implementación de la carga y descarga glaciaria es necesario una nueva condición de borde en la zona superior de los modelos. La aplicación de una condición hidrostática simula la carga ejercida por el glaciar en la roca de la zona de estudio. En este tipo de estudios no es

posible implementar la variable tiempo real en la modelación, por lo que toman relevancia los ciclos de tiempo empleados en cada etapa de trabajo. Como se busca representar los cambios en la ladera al aplicar la carga y posterior descarga, se utiliza un ciclo de tiempo de 2000 ciclos en cada etapa. Hay que considerar que las etapas de carga y descarga son de 80 [m] para el perfil longitudinal y 55 [m] en el perfil transversal. El objetivo de ingresar manualmente la cantidad de ciclos de tiempo al modelo, es no llegar a una condición de equilibrio y poder reflejar de manera sucesiva los efectos obtenidos.

El proceso de generación de una falla de talud de manera progresiva se realiza de manera secuencial en la modelación. UDEC permite generar una modelación secuencial simulando obras ingenieriles como lo son las excavaciones y construcciones. Para el caso particular de estudio, se simula el daño en los puentes de roca intacta variando las propiedades resistentes de la roca de manera secuencial en etapas de trabajo. Cada etapa de trabajo corresponde a una solución estática diferente tras un cambio de propiedades de resistencia, es decir, el tiempo físico no es un parámetro. El modelo se detiene cuando se llega a una condición estática, para luego volver a cambiar las propiedades resistentes del material.

5.2. Interpretación de Resultados

5.2.1. Efecto de la carga y descarga glaciar sobre la ladera

La evidencia visual de los efectos del glaciar CI111023182 sobre la zona de estudio se debe a múltiples factores. El valle del río Burritos con una forma en U, las laderas de la zona de estudio con gran empinación, y afloramientos con estrías a causa del intenso pulido glaciar debido a los movimientos del hielo en la zona (Sernageomin, 2018), son los registros de las consecuencias de procesos glaciares en la zona.

El análisis numérico tras un ciclo de carga y descarga del glaciar CI111023182, muestra que las dos unidades rocosas (Toba y Tonalita) se ven afectadas por una redistribución de esfuerzos a lo largo de todo el modelo (Anexos C). Algo no inusual a pesar de la diferencia en los valores de las propiedades resistentes ingresadas para cada material rocoso. Grämiger et al., (2017) presenta en los resultados de su trabajo redistribuciones de esfuerzos a lo largo de todo sus modelos independientes de las unidades rocosas, Tobar, (2021) también, sugiriendo que sin importar las características mecánicas de la roca, las presiones que ejerce el glaciar son significativas para generar variaciones importantes en los esfuerzos.

Ballantyne, (2002) expone que dentro de los efectos de los ciclos glaciares se encuentran cambios importantes en la orientación del campo de esfuerzos principales, lo que se puede traducir en un desarrollo de zonas de acumulación de esfuerzos traccionales en el talud rocoso. De manera similar ocurre en todas las configuraciones de los dos perfiles estudiados, en la zona de la roca volcánica. Aun así, se debe tener en cuenta que solamente se está analizando un ciclo de carga y descarga completo, algo muy diferente a lo que realmente ha ocurrido a lo largo de la historia. Para tener resultados aún más representativos, se debe estudiar los diferentes ciclos glaciares de acuerdo a los periodos glaciares que han afectado la zona sur del país.

El proceso de descarga glaciar puede funcionar como un factor preparatorio o desencadenante

de una falla. Al pensar en un factor preparatorio, el proceso de deglaciación va a reducir la estabilidad del talud pero no necesariamente desencadenar una falla, dando el paso a otros procesos de ser los encargados de inestabilizar la ladera (McColl, 2012). Por otra parte, como factor desencadenante, el proceso de descarga glaciár puede generar un rápido colapso en la ladera si la estabilidad de esta es crítica. De acuerdo a los resultados obtenidos, el proceso de carga y descarga glaciár sugiere un punto preparatorio en la iniciación de un proceso de falla progresiva. Aun así, hay múltiples factores que no se están considerando, climatológicos, hidrológicos, sísmicos, entre otros, lo cuales pueden entregar mayores matices respecto a las condiciones en las que se encontraba la ladera posterior a los procesos glaciares.

5.2.2. Etapa 2

Al sugerir que la aplicación de la carga glaciár sobre la ladera funciona como un proceso de iniciación de la falla de talud, se debe buscar analizar el desarrollo progresivo de la falla hasta el punto de intentar cubrir la superficie de falla estimada. La aplicación del procedimiento utilizado variando las propiedades resistentes del material rocoso (Toba), fue adecuado como un primer acercamiento considerando que todos los parámetros utilizados en las etapas de daño, son obtenidos a través de una recolección bibliográfica pero siguiendo el enfoque del método CWFS.

En el perfil longitudinal, las variaciones de los parámetros resistentes de la Toba generan zonas de fluencia a lo largo de todo el modelo, las cuales a medida que se avanza con las etapas se distribuyen formando una superficie de falla similar a la estimada para el año 2017. Los resultados obtenidos sugieren que la utilización del modelo constitutivo de Mohr-Coulomb y la variación de sus parámetros, reproduce de buena forma la superficie de falla de manera progresiva, similar a lo obtenido por Eberhardt et al., (2004) quien en su trabajo indica que a través de la utilización de Mohr-Coulomb es posible apreciar plenamente el fracturamiento progresivo por cizalle.

Si se comparan las áreas de las superficies de fallas obtenidas tras la modelación en el perfil longitudinal se obtiene que el resultado en el modelo inicial corresponde aproximadamente un 2 % más que la superficie de falla estimada para el año 2017 (Tabla 5.3). Por otro lado, la configuración con fracturamiento sub vertical presenta una reducción de aproximadamente un 19 % con respecto a lo estimado para el año 2017. Las mediciones de las áreas se realizan en la etapa de daño 3, por lo que hay que tener en consideración que el modelo con fracturamiento sub vertical ya presenta un deslizamiento en esa etapa.

Tabla 5.3: Comparación superficie de fallas obtenidas para el perfil longitudinal.

Configuración	Superficie de Falla [m2]
Perfil Longitudinal Topográfico	5332
Modelo Inicial UDEC	5440
Modelo con fracturamiento sub vertical UDEC	4302.5

Lo obtenido en la última configuración del modelo del perfil longitudinal sugiere que las discontinuidades, en particular el fracturamiento sub vertical, juega un rol en el desarrollo de la falla de talud. Aun así, Pozo, (2015) indica que en taludes de gran altura, las fallas de talud suelen ser por roturas globales mediante la fractura por corte a través de los puentes de roca intacta, esto debido a los esfuerzos de corte actuantes de gran magnitud. La altura del talud influye directamente en la presión ejercida por efectos de la gravedad de la propia masa rocosa.

Con respecto al perfil transversal, los resultados no indican la generación de alguna superficie de falla, solamente se distribuyen a lo largo del modelo los indicadores de plasticidad. Los resultados no son por completo correctos, ya que existe evidencia fotográfica de la generación de movimientos en la zona superior del talud. Son múltiples los factores que pueden contribuir a los resultados que se obtuvieron, los parámetros utilizados en la Toba pueden no ser representativos de ese sector, o la topografía puede generar desaciertos en el modelo, considerando que el largo del perfil afecta de manera considerable en los resultados obtenidos.

Capítulo 6

Conclusiones

El estudio busca reproducir el desarrollo de la falla de talud que genera el deslizamiento en Villa Santa Lucía el año 2017. El análisis se realiza sobre la base de dos procesos, el primero correspondiente a un estudio del rol del proceso glaciológico presente en la zona y el segundo, un desarrollo progresivo de la falla a través de la propagación de la fractura frágil en los puentes de roca intacta.

El proceso glaciario se modela mediante un ciclo de carga y descarga completa del glaciar CL11102318. Etapa que busca de forma simplificada representar el daño generado en término de esfuerzos en la ladera rocosa. Siendo las acumulaciones de esfuerzo un indicador del daño que, de manera residual, deja el proceso de carga y descarga glaciario en el talud.

Independiente del perfil y su configuración, los resultados muestran comportamientos similares entre ellos. Tras completar el ciclo glaciario, acumulaciones de esfuerzo se presentan a los pies de los taludes. A lo largo de los modelos, los esfuerzos toman una orientación sub horizontal tras la descarga glaciario, evidenciando la redistribución de esfuerzos y el nivel de implicancia que tienen los efectos del glaciar sobre la ladera.

Tras los resultados obtenidos es posible concluir respecto al papel que toma el glaciar CL11102318 en el proceso de iniciación de la falla del talud. Aun así, hay factores que no se consideran en el análisis, los cuales pueden aportar o disminuir el daño que deja el proceso glaciológico en la zona de estudio.

El desarrollo progresivo del plano de falla se analiza mediante la variación de los parámetros resistentes de la Toba, en este caso la cohesión y el ángulo de fricción, basándose en el modelo constitutivo de debilitamiento por cohesión y refuerzo por fricción. El objetivo es representar el fallo progresivo a través de la fractura frágil de los puentes de roca intacta.

La representación del daño mediante los indicadores de plasticidad muestran las zonas del modelo que se encuentran activamente fluyendo, además de las que presentan daño por tracción. Para el perfil longitudinal los resultados indican un desarrollo progresivo de la falla a través de las etapas de daño. En las dos configuraciones el proceso inicia a los pies del talud, terminando en la zona superior del modelo, donde además se expone una gran cantidad de daño por tracción.

El perfil transversal no presenta resultados que indiquen daños por tracción o zonas fluyendo activamente. A pesar de que el perfil es trazado sobre un bloque que no desliza, existe evidencia de movimientos en la zona superior del talud los cuales no logran ser representados con los resultados obtenidos.

El presente trabajo resulta un primer acercamiento al desarrollo de la falla de talud que genera el deslizamiento el año 2017. Hay que tener en consideración que gran parte de los parámetros ingresados a los modelos, son estimados o recolectados a través de bibliografía lo que conlleva cierto error asociado. Para estudios de modelación numérica es necesario buscar la mayor representatividad en los datos ingresados, ya que variaciones topográficas, geométricas, mecánicas en los modelos, generan cambios considerables en los resultados obtenidos. El criterio de elección de los parámetros a utilizar recae en el objetivo que presente el trabajo a realizar.

6.1. Recomendaciones

Es necesario considerar factores que van a influir directamente en los resultados obtenidos. Para el estudio completo se debería implementar el factor hidrológico, tanto como infiltración en la roca debido a la nieve y lluvias, y como aporte al glaciar, ya que puede quitar efecto a la carga que ejerce sobre la roca.

Otro aspecto a considerar en el estudio del rol del proceso glaciar, es la implementación de ciclos glaciares que hayan afectado en la zona. Estudiar solamente un ciclo de carga y descarga glaciar es una simplificación a lo que realmente ha ocurrido a lo largo de la historia.

Se puede implementar también variaciones en las propiedades resistentes de las discontinuidades (cohesión y ángulo de fricción), esto con la finalidad de estudiar los efectos que tiene sobre las discontinuidades y la propagación del daño que se reproduce a través de ellas.

Bibliografía

- [1] ALASKA SATELLITE FACILITY, (2021). *Alos Palsar- About* [en línea] <https://asf.alaska.edu/data-sets/sar-data-sets/alos-palsar/alos-palsar-about/>
- [2] BALLANTYNE, C., (2002). *Paraglacial geomorphology*. Quaternary Science Reviews 21, 1935-2017.
- [3] BARTON, N., (1973). *Review of a new shear-strength criterion for rock joints*. Eng. Geol., 7: 287-332.
- [4] BÓRQUEZ, R., (2007). *Análisis del escenario actual de los glaciares de montaña en Chile desde la mirada de la seguridad ecológica*. Escuela de Agronomía, Facultad de Ciencias Agronómicas. Universidad de Chile.
- [5] CARLSSON, A., & OLSON, T. (1982). *High rock stresses as a consequence of glaciation*. Nature 298, 739-742.
- [6] CHUANG, Y., & SHIU, Y. (2018). *Relationship between landslides and mountain development-Integrating geospatial statistics and new long-term database*. Science of the Total Environment 622-623, 1265-1276.
- [7] COSSART, E., BRAUCHER, R., FORT, M., BOURLÈS, D., & CARCAILLET, J. (2008). *Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and Be cosmic ray exposure ages*. Geomorphology 95, 3-26.
- [8] CUNDALL, P., & STRACK, O. (1979). *A discrete numerical model for granular assemblies*. Géotechnique 29, 47-65.
- [9] DAEMEN, J., DANKO, G., & SMIECINSKI, A. (2004). *Experimental determination of stiffness of joints in welded Tuff*. https://digitalscholarship.unlv.edu/yucca_mtn_pubs/76/
- [10] DUHART, P., SEPÚLVEDA, V., GARRIDO, N., MELLA, M., QUIROZ, D., FERNÁNDEZ, J., MORENO, H., & HERMOSILLA, G. (2019). *The Santa Lucía landslide disaster, Chaitén-Chile: origin and effects*. 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation.
- [11] EBERHARDT, E., KAISER, P., & STEAD, D. (2002). *Numerical analysis of progressive failure in natural rock slopes*. ISRM International Symposium on Rock Engineering for Mountainous Regions, 25-28, pp.145-153.
- [12] EBERHARDT, E., STEAD, D., COGGAN, J., & WILLENBERG, H. (2002). *An integrated numerical analysis approach applied to the Randa rockslide*. 1st European Conference on Landslides, 24-26, pp.355-362.

- [13] EBERHARDT, E., STEAD, D., & COGGAN, J. (2004). *Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slope-the 1991 Randa rockslide*. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 41, 69-87.
- [14] EBERHARDT, E. (2003). *Rock slope stability analysis- Utilization of advanced numerical techniques*. Geological Engineering/ Earth and Ocean Sciences, 6339.
- [15] EBERHARDT, E. (2012). *The Hoek-Brown failure criterion*. Rock Mech Rock Eng 45:981-988.
- [16] EINSTEIN, H., VENEZIANO, D., BAECHER, G., & O'REILLY, K. (1983). *The Effect of Discontinuity Persistence on Rock Slope Stability*. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 20, 227-236.
- [17] ESCUDERO, I., (2017). *Modelamiento dinámico mediante elementos discretos del deslizamiento de roca de punta cola generado por el terremoto del fiordo Aysén del 2007*. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- [18] FELICISIMO, A., (1994) *Modelos digitales de terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*. <https://www.researchgate.net/publication/232423519>
- [19] GARCÍA, M., (2016). *Análisis dinámico de un deslizamiento traslacional de roca provocado por acción sísmica mediante el uso de elementos discretos*. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- [20] GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., FERRER, M., ORTUÑO, L., & OTEO, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Editorial Prentice Hall. 715p.
- [21] GRÄMIGER, L., MOORE, J., GISCHIG, V., IVY-OCHS, S., & LOEW, S. (2017). *Beyond debuttreassing: Mechanics of paraglacial rock slope damage during repeat glacial cycles*. J. Geophys. Res. Earth Surf., 122, 1004-1036.
- [22] HAJIABDOLMAJID, V., & KAISER, P. (2002). *Slope stability assessment in strain-sensitive rocks*. ISRM International Symposium-EUROCK 2002.
- [23] HAJIABDOLMAJID, V., KAISER, P., & MARTIN, C. (2003). *Mobilised strength components in brittle failure of rock*. Géotechnique 53, 327-336.
- [24] HOEK, E., & BRAY, J. (1977) *Rock Slope Engineering*.
- [25] HOEK, E., CARRANZA-TORRES, C., & CORKUM, B. (2002). *Hoek-Brown failure criterion- 2002 Edition*. In R. Hammah, W. Bawden, J. Curran, and M. Telesnicki (Eds.), Proceedings of NARMSTAC 2002, Mining Innovation and Technology. Toronto. 10 July 2002, pp. 267—273. University of Toronto.
- [26] HOEK, E., HUTCHINSON, J., KALENCHUK, K., & DIEDERICHS, M. (2009). *Appendix 3: influence of in situ stresses on open pit design*. In: Read, J., Stacey, P. (Eds.), Guidelines for Open Pit Slope Design. pp. 437-445.
- [27] ITASCA. (2014) *Universal Distinct Element Code, Version 6.0 User's Manual*. Itasca Consulting Group Inc.
- [28] KULHAWY, F. (1975). *Stress deformation properties of rock and rock discontinuities*. Engineering Geology, 9: 327-350.

- [29] LEROUEIL, S., LOCAT, A., EBERHARDT, E., & KOVACEVIC, N. (2012). *Progressive failure in natural and engineered slopes*. Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding.
- [30] MARÍN, M., & NEIRA, H., & GARRIDO, N., & BÁEZ, F., (2021). *Visor territorial de fallecidos por Remociones en Masa (R.M.) en Chile entre los años 1938-2020* [en línea] <https://hneiragis.maps.arcgis.com/apps/dashboards/e92f22dbfc664561aa24bf78baa89304>
- [31] MARINOS, P., & HOEK, E. (2000). *GSI: A geologically friendly tool for rock mass strength estimation*. GEOENG 2000.
- [32] MCCOLL, T. (2012). *Paraglacial rock-slope stability*. Geomorphology 153-154, 1-16.
- [33] MCCOLL, S., DAVIES, T., & MCSAVENEY, M. (2010). *Glacier retreat and rock-slope stability: debunking debuttressing*. Geologically active : delegate papers 11th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment, 5-10.
- [34] MORAGUES, S., LENZANO, M., MOREIRAS, S., & LENZANO, L. (2019). *Geomorfología paraglacial asociada a la inestabilidad de laderas en el brazo norte del lago Argentino, Patagonia, Argentina*. Geographical Research Letters 45, 367-392.
- [35] ORGANIZACIÓN DE LAS NACIONES UNIDAS PARA LA AGRICULTURA Y LA ALIMENTACIÓN, (2012). *Diagnostico nacional de montaña: Fortalecimiento de la gestión participativa para el desarrollo sostenible de los Andes*. Descargado de <https://www.fao.org/3/CA0124ES/ca0124es.pdf>
- [36] OYARZÚN, J., (2019). *Análisis de los factores gatillantes al flujo hiperconcentrado en Villa Santa Lucía y determinación de las condicionantes de un proceso futuro*. Departamento de Ingeniería de Obras Civiles, Facultad de Ingeniería y Ciencias. Universidad de la Frontera.
- [37] PAVEZ, D., (2016). *Evaluación de la exactitud de modelos digitales de elevación (DEMs), obtenidos mediante imágenes estereocópicas satelitales pleiades, Aster GDEM y SRTM en un paisaje forestal*. Departamento de Gestión Forestal y su Medio Ambiente, Facultad de Ciencias Forestales y de la Conservación de la Naturaleza. Universidad de Chile.
- [38] READ, J., & STACEY, P. (2009). *Guidelines for open pit slope design*.
- [39] RAFIEI, H., & MARTIN, C. (2018) *Cohesion degradation and friction mobilization in brittle failure of rocks*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 106, 1-13.
- [40] RIVERA, A. (2017). *Informe glaciológico sobre el flujo de detritos que afectó Villa Santa Lucía el 16 de Diciembre del 2017*. Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos.
- [41] RIVILLO, V., (2019). *Modelamiento numérico 2D de efectos de incorporación de agua en la estabilidad de laderas rocosas*. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- [42] ROCSCIENCE. (2004) *RocLab. Guía del Usuario*. Rocscience Inc.

- [43] ROSLAN, R., OMAR, R., PUTRI, R., WAHAB, W., BAHARUDDIN, I., & JAAFAR, R. (2020). *Slope stability analysis using Universal Distinct Element Code (UDEC) method*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 451.
- [44] SALINAS, E., (2018). *Análisis de propiedades geotécnicas de algunas rocas comunes en Chile*. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- [45] SERNAGEOMIN, (2008). *Evaluación preliminar de los peligros geológicos en la localidad de Villa Santa Lucía, Provincia de Palena, Región de Los Lagos*.
- [46] SERNAGEOMIN, (2011). *Remociones en masa ocurridas en el área de Villa Santa Lucía, Provincia de Palena, los días 30.08.11 y 02.09.11*.
- [47] SERNAGEOMIN, (2017). *Minuta Emergencia Aluvión Villa Santa Lucía (Jueves 21/12/2017)*.
- [48] SERNAGEOMIN, (2017). *Minuta SERNAGEOMIN: Aluviones Sector Villa Santa Lucía, Comuna de Chaitén*.
- [49] SERNAGEOMIN, (2018). *Origen y efectos de la remoción en masa del 16.12.2017 que afectó la localidad de Villa Santa Lucía, comuna de Chaitén, Región de Los Lagos*.
- [50] SERNAGEOMIN, (2018). *Catastro de remociones en masa en la Provincia de Palena, Región de Los Lagos*.
- [51] MAPTEK SERNAGEOMIN, (2018). *Modelo digital de elevación aluvión Villa Santa Lucía 2017*.
- [52] SOMOS-VALENZUELA, M., OYARZÚN-ULLOA, J., FUSTOS-TORIBIO, I., GARRIDO, N., & CHEN, N. (2020). *The mudflow disaster at Villa Santa Lucía in Chilean Patagonia: understandings and insights derived from numerical simulation and postevent field surveys*. Natural Hazards Earth Syst. Sci.,20, 2319-2333.
- [53] STEAD, D., EBERHARDT, E., & COGGAN, J. (2006). *Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques*. Engineering Geology 83, 217-235.
- [54] STEAD, D., & WOLTER, A. (2015). *A critical review of rock slope failure mechanisms: The importance of structural geology*. Journal of Structural Geology 74, 1-23.
- [55] TOBAR, C., (2021). *Modelamiento numérico 2D de estabilidad de laderas en ambientes paraglaciales: caso del deslizamiento del estero Parraguirre, San Jose de Maipo*. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- [56] USGS SCIENCE FOR A CHANGING WORLD, (2018). *USGS EROS Archive - Radar - ALOS PALSAR Radar Processing System* [en línea] https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-radar-alos-palsar-radar-processing-system?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects
- [57] WALTON, G., (2019). *Initial guidelines for the selection of input parameters for cohesion-weakening-friction-strengthening (CWFS) analysis of excavations in brittle rock*. Tunnelling and Underground Space Technology 84, 189-200.
- [58] WYLLIE, D., & MAH, C. (2005). *Rock Slope engineering: civil and mining 4th*

edition.

Anexo A

Topografía de los perfiles de estudio

A continuación se presenta un detalle de los puntos utilizados para la construcción de los perfiles estudiados

Perfil Transversal 1		Perfil Transversal 2					
X [m]	Y [m]	X[m]	Y[m]	X[m]	Y[m]	X[m]	Y[m]
0	1487	0	1127	902	1247	1805	1163
36	1489	30	1118	933	1241	1835	1172
73	1496	60	1111	963	1239	1865	1186
109	1492	90	1104	993	1237	1895	1206
145	1494	120	1103	1023	1229	1925	1227
182	1483	150	1111	1053	1216	1955	1252
218	1474	180	1120	1083	1200	1985	1281
254	1441	211	1134	1113	1185	2015	1305
291	1379	241	1156	1143	1174	2046	1327
327	1353	271	1178	1173	1166	2076	1356
363	1311	301	1196	1203	1161	2106	1375
400	1283	331	1207	1233	1153	2136	1388
436	1274	361	1217	1263	1142	2166	1403
472	1255	391	1230	1293	1136	2196	1414
508	1241	421	1245	1324	1140	2226	1421
545	1239	451	1260	1354	1150	2256	1429
581	1237	481	1276	1384	1181	2286	1433
617	1225	511	1295	1414	1190	2316	1437
654	1218	541	1314	1444	1186	2346	1432
690	1197	572	1328	1474	1180	2376	1431
726	1175	602	1349	1504	1173	2376	1431
763	1172	632	1367	1534	1164		
799	1153	662	1373	1564	1158		
835	1131	692	1368	1594	1152		
872	1120	722	1354	1624	1148		
908	1103	752	1341	1654	1146		
944	1089	782	1328	1685	1147		
981	1085	812	1309	1715	1150		
1017	1076	842	1283	1745	1154		
1017	1076	872	1260	1775	1157		

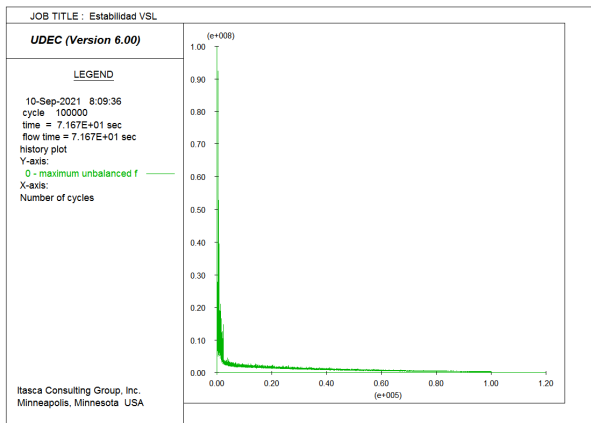
Figura A.1: Coordenadas Perfiles Transversales

Anexo B

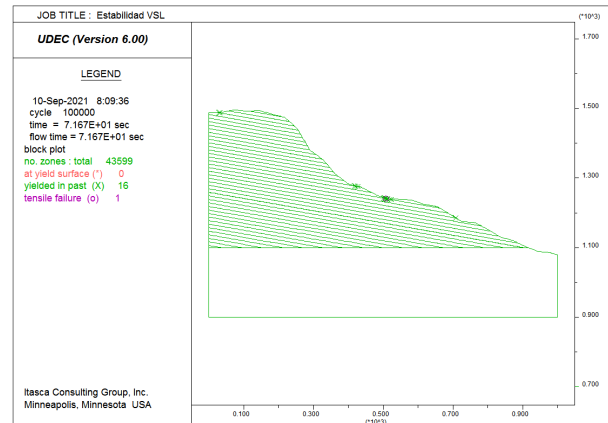
Detalle validación modelo estático

B.1. Perfil Longitudinal

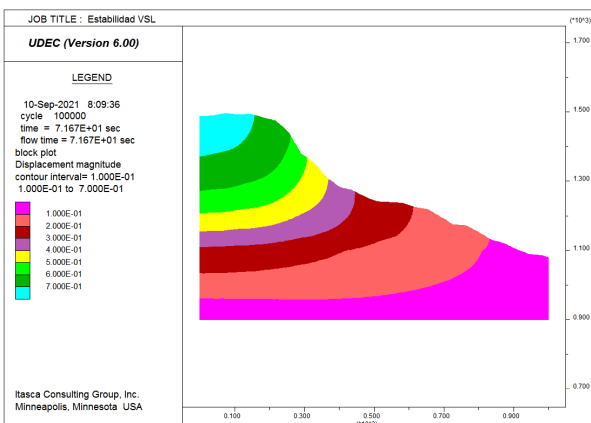
B.1.1. Modelo Inicial



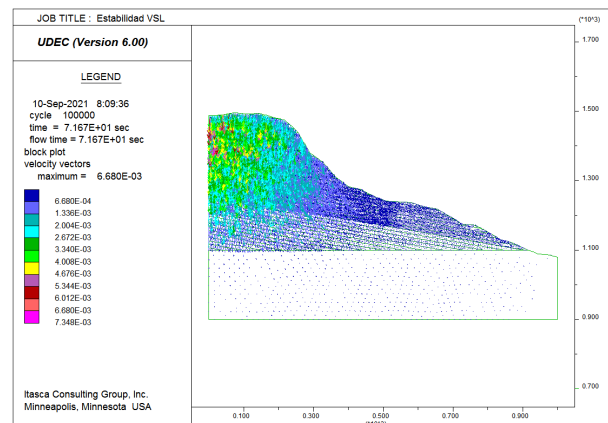
(a) Fuerzas Desbalanceadas



(b) Plasticidad



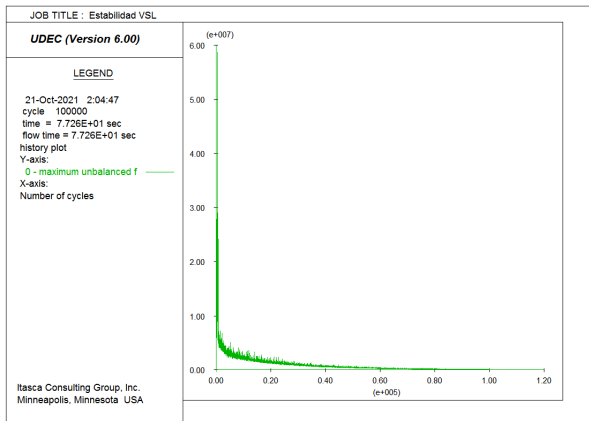
(c) Desplazamientos



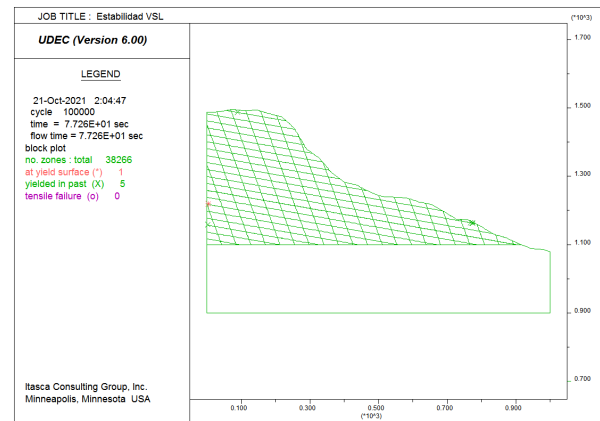
(d) Vectores velocidad

Figura B.1: Resultados análisis estático.

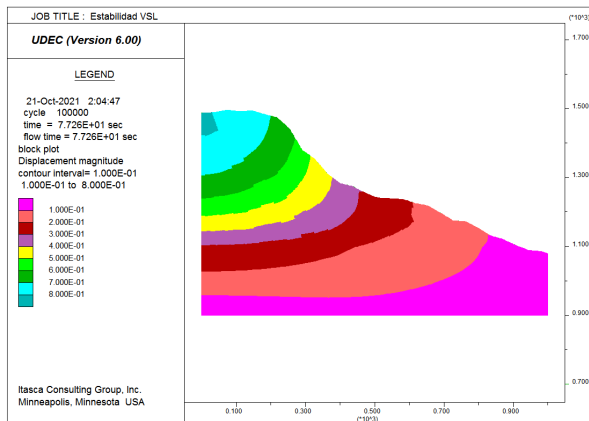
B.1.2. Modelo Fracturamiento sub vertical



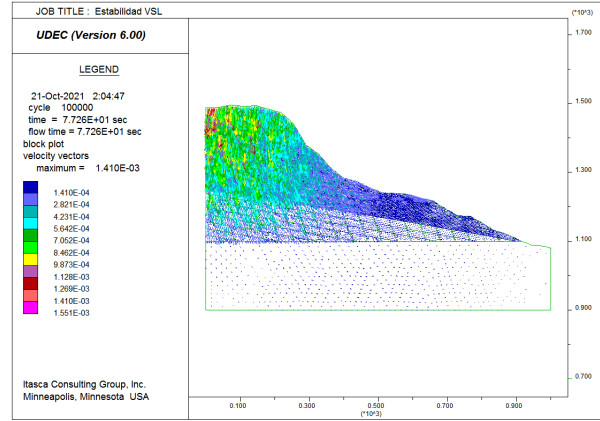
(a) Fuerzas Desbalanceadas



(b) Plasticidad



(c) Desplazamientos

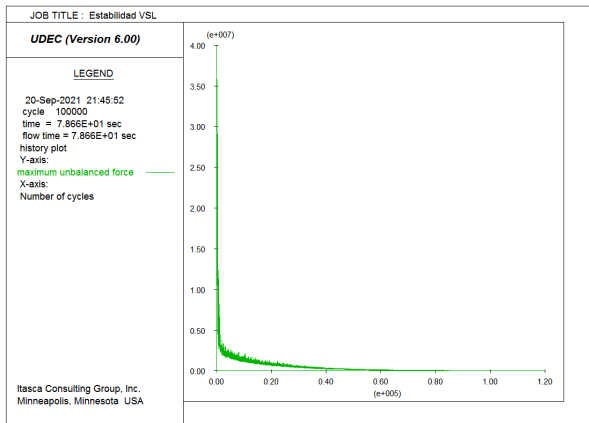


(d) Vectores velocidad

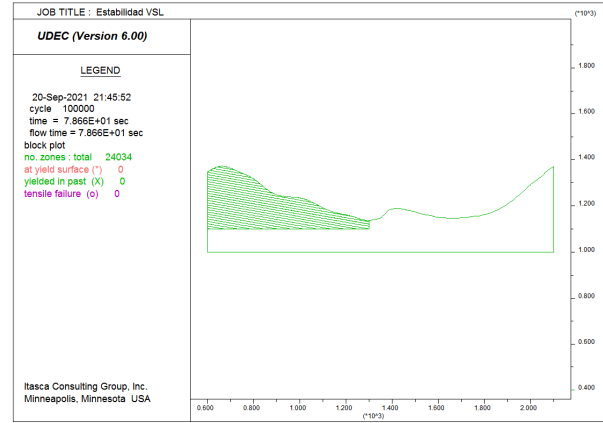
Figura B.2: Resultados análisis estático.

B.2. Perfil Transversal

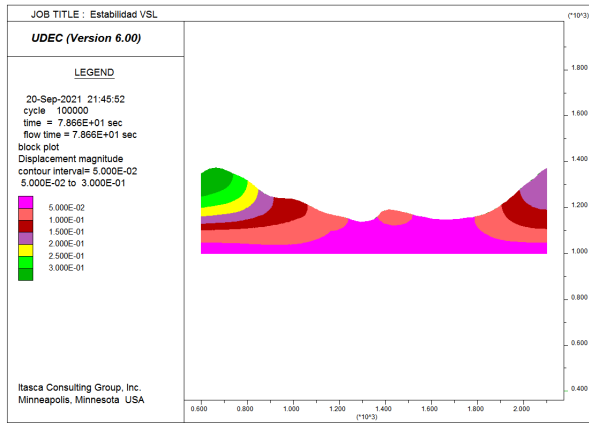
B.2.1. Modelo Inicial



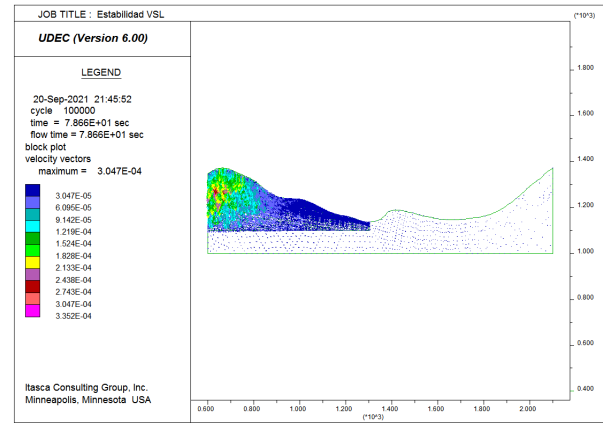
(a) Fuerzas Desbalanceadas



(b) Plasticidad



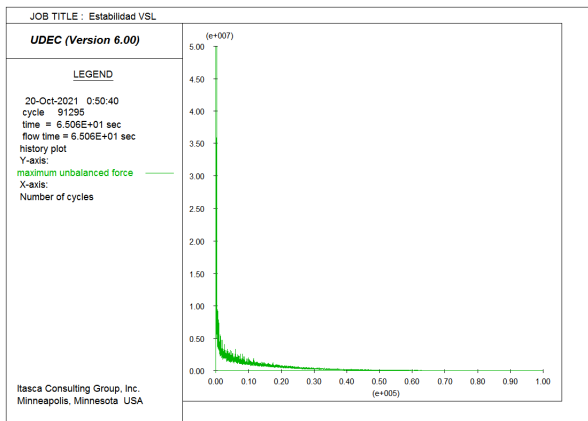
(c) Desplazamientos



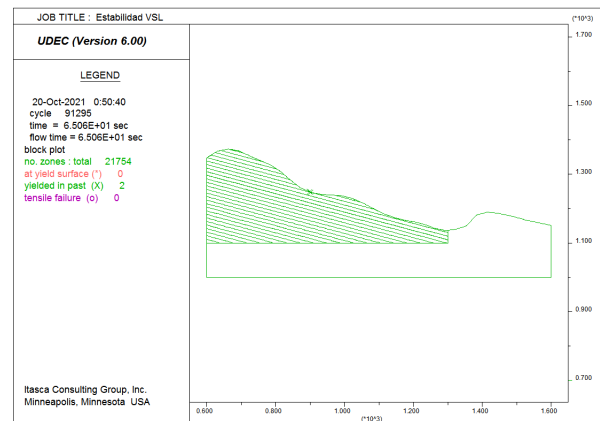
(d) Vectores velocidad

Figura B.3: Resultados análisis estático.

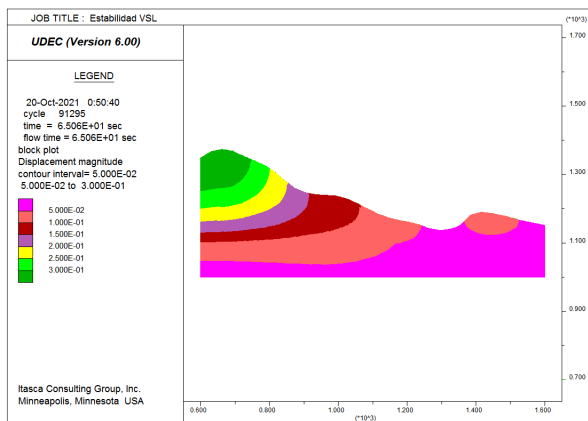
B.2.2. Modelo Acortado



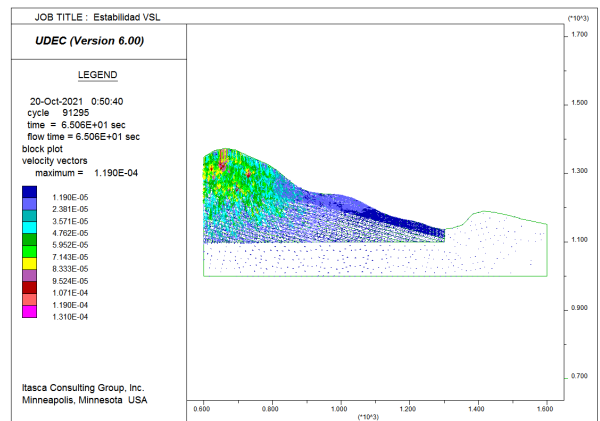
(a) Fuerzas Desbalanceadas



(b) Plasticidad



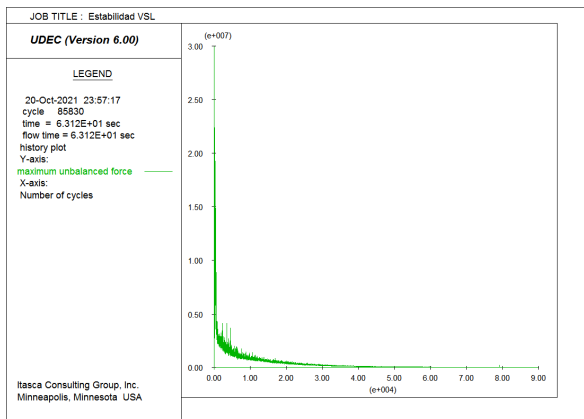
(c) Desplazamientos



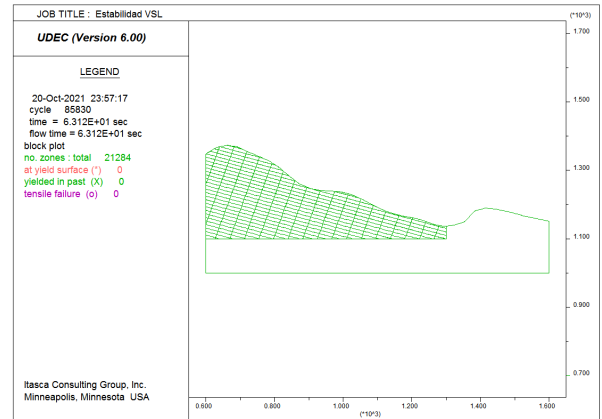
(d) Vectores velocidad

Figura B.4: Resultados análisis estático.

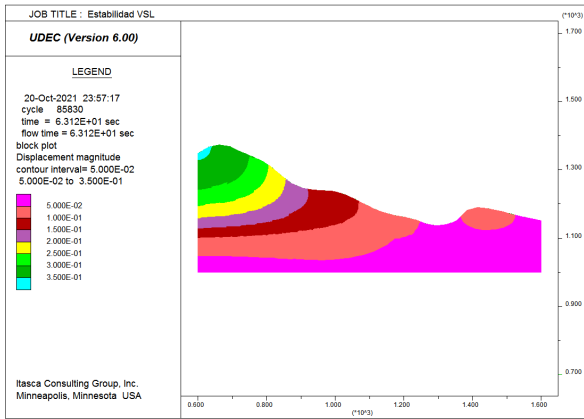
B.2.3. Modelo Fracturamiento sub vertical



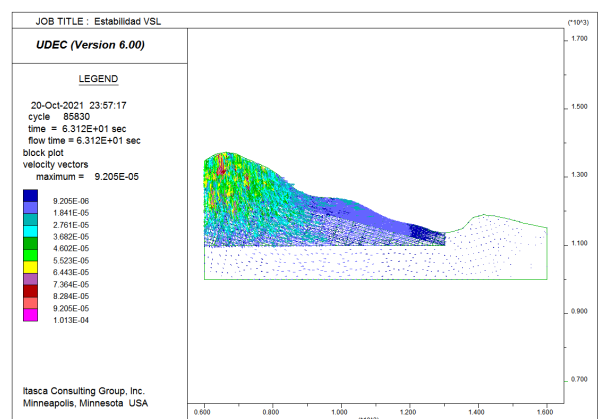
(a) Fuerzas Desbalanceadas



(b) Plasticidad



(c) Desplazamientos



(d) Vectores velocidad

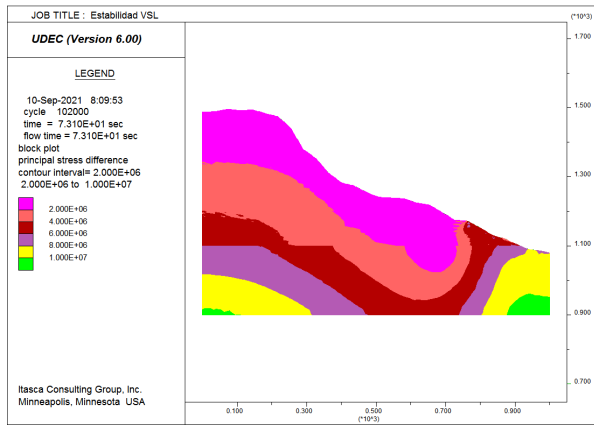
Figura B.5: Resultados análisis estático.

Anexo C

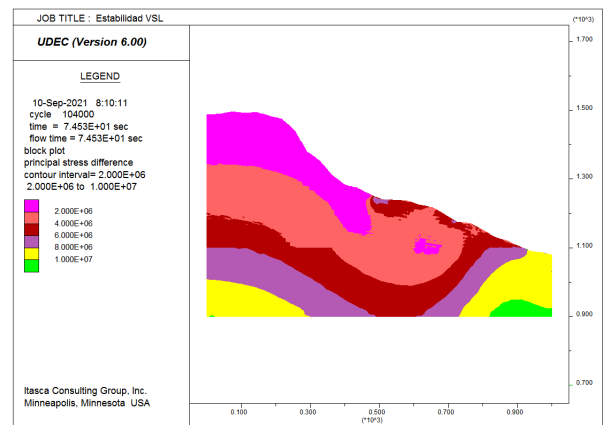
Resultado Rol Procesos Glaciares

C.1. Perfil Longitudinal

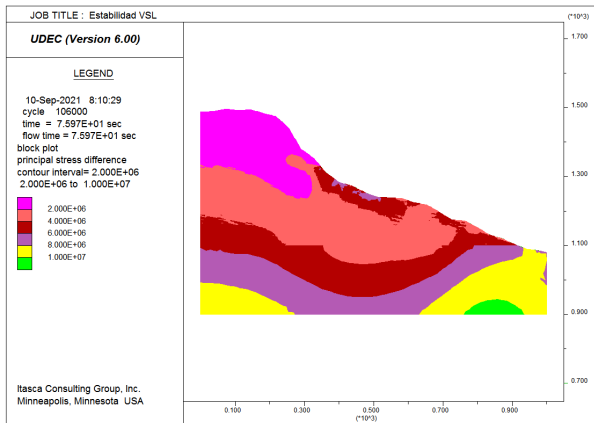
C.1.1. Modelo Inicial



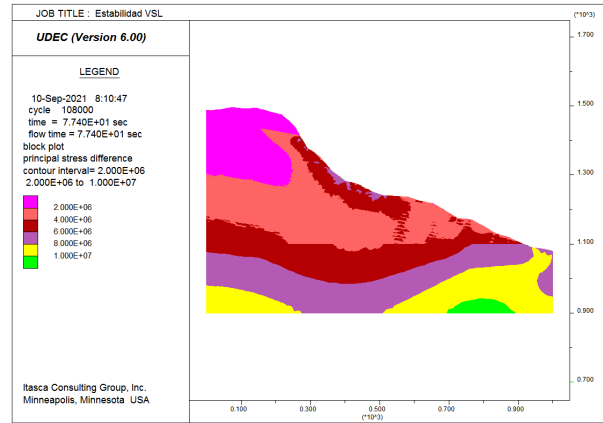
(a) Etapa 1



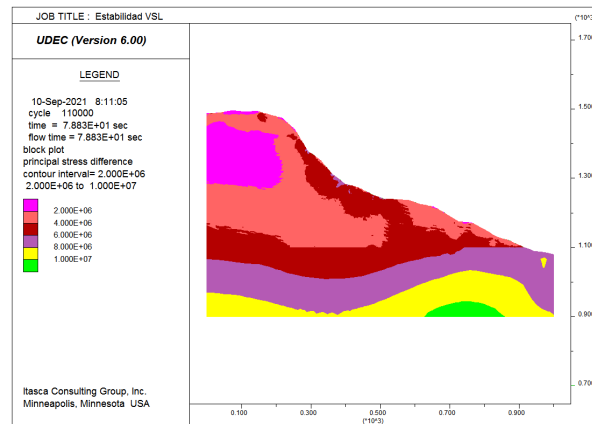
(b) Etapa 2



(c) Etapa 3

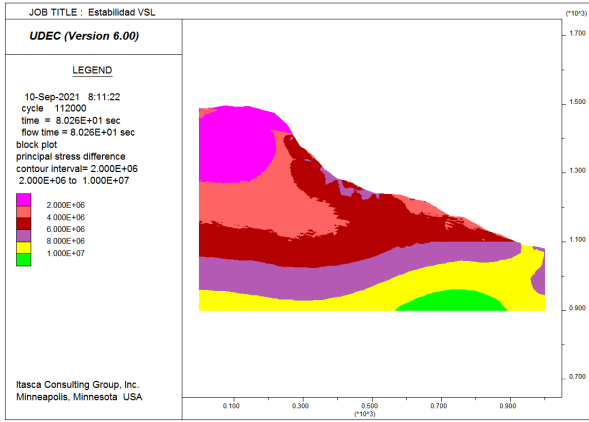


(d) Etapa 4

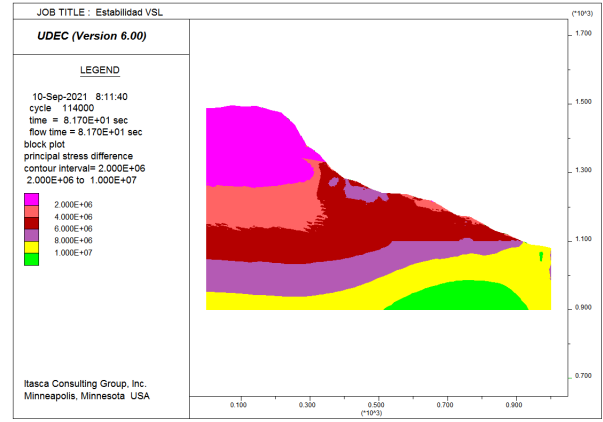


(e) Etapa 5

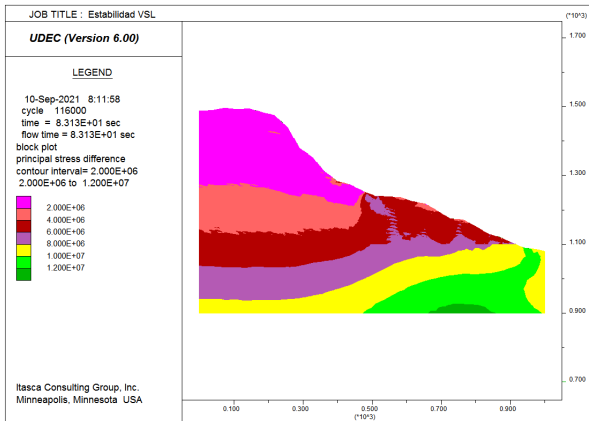
Figura C.1: Resultados carga glaciar.



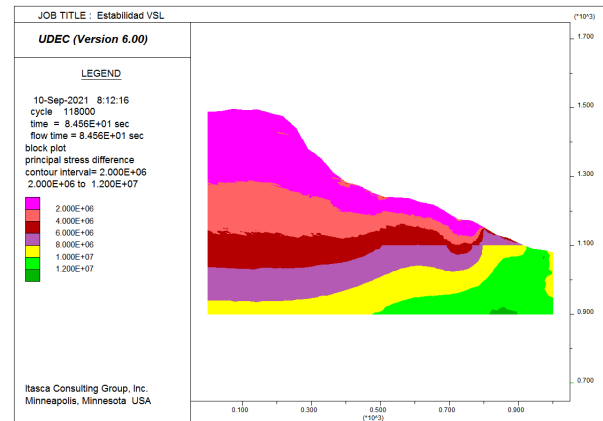
(a) Etapa 1



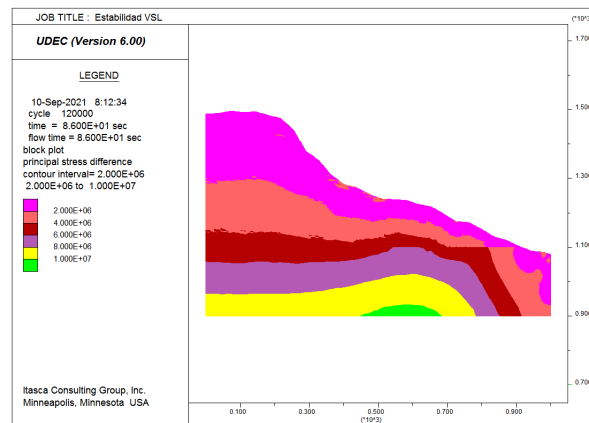
(b) Etapa 2



(c) Etapa 3



(d) Etapa 4

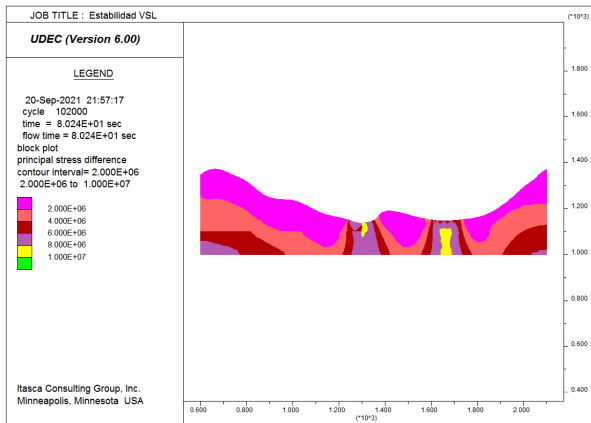


(e) Etapa 5

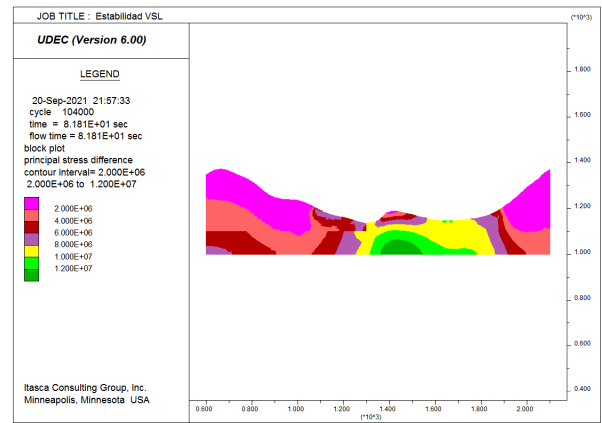
Figura C.2: Resultados descarga glaciar.

C.2. Perfil Transversal 2

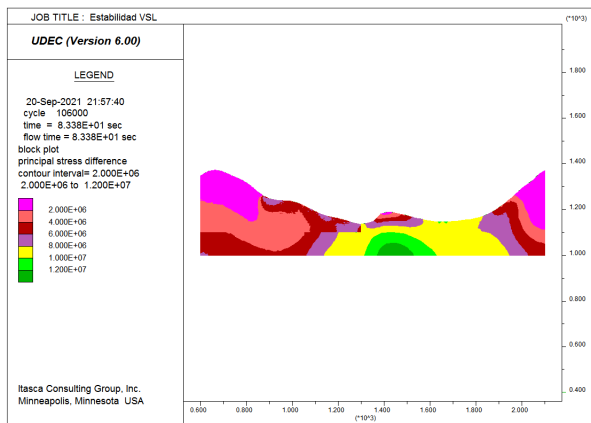
C.2.1. Modelo Inicial



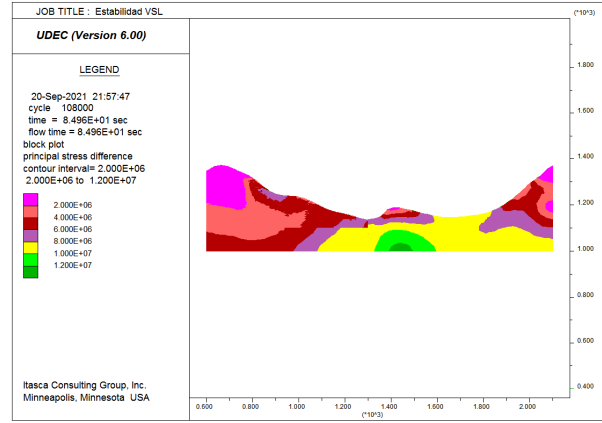
(a) Etapa 1



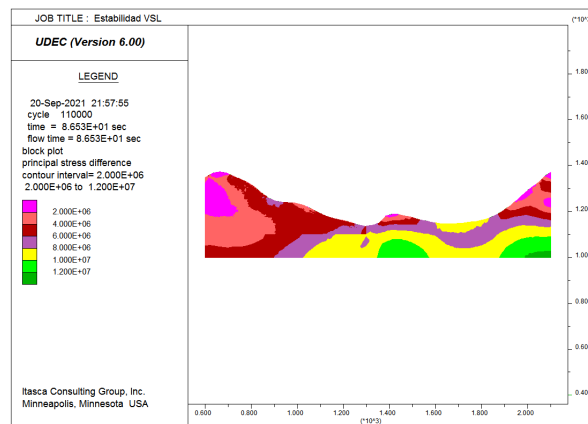
(b) Etapa 2



(c) Etapa 3

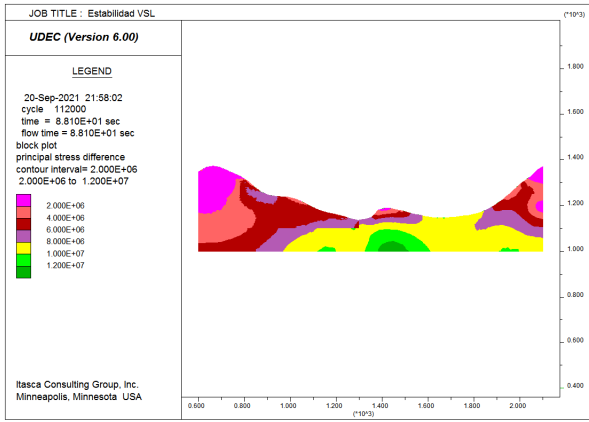


(d) Etapa 4

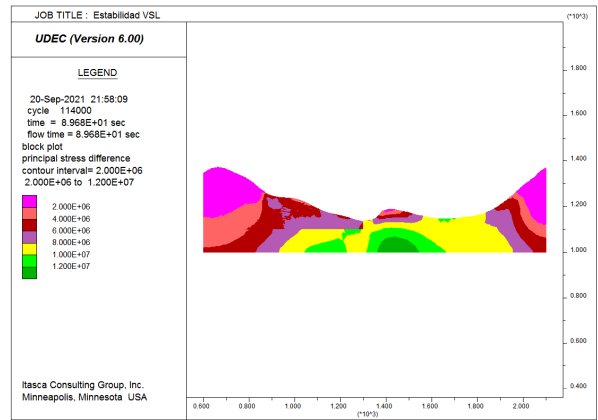


(e) Etapa 5

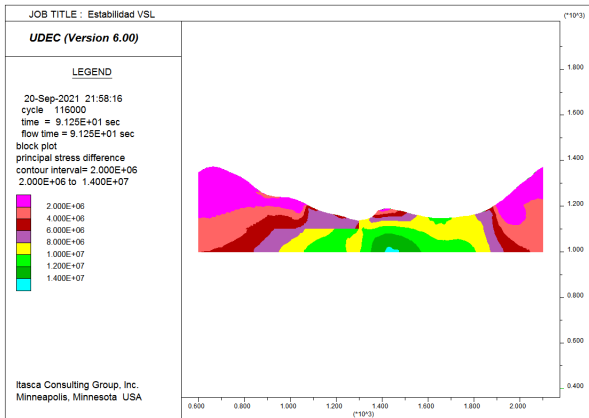
Figura C.3: Resultados carga glaciar.



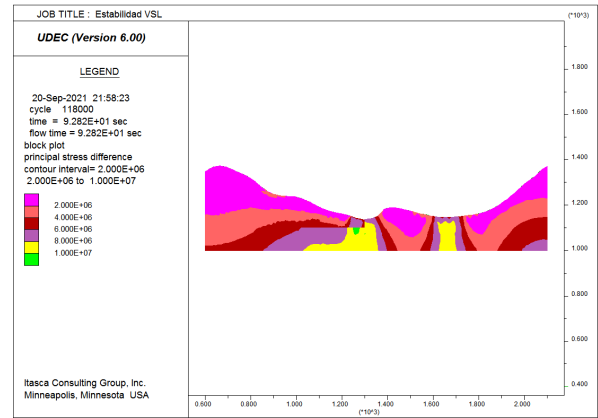
(a) Etapa 1



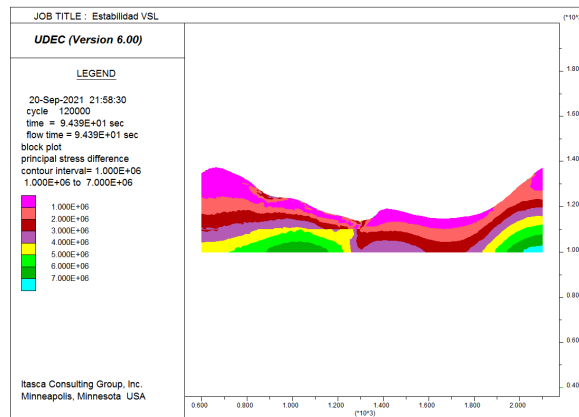
(b) Etapa 2



(c) Etapa 3



(d) Etapa 4



(e) Etapa 5

Figura C.4: Resultados descarga glaciar.