



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

LAHARES SECUNDARIOS: ANÁLISIS DE PARÁMETROS FÍSICOS EN DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS Y SU RELACIÓN CON LOS MECANISMOS GENERADORES

DANIELA PAZ FUENTES MUÑOZ

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

PROFESOR GUÍA:
ÁLVARO AMIGO RAMOS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARISOL LARA CASTILLO
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

SANTIAGO DE CHILE

2015

RESUMEN

El estudio de los mecanismos de generación de lahares secundarios por infiltración de lluvias busca favorecer el desarrollo de herramientas que delimiten zonas de alto riesgo asociadas a un evento eruptivo. Los eventos ocurridos luego de la erupción del Volcán Chaitén (2008) provocaron la removilización de hasta $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimento en forma de lahar secundario hiperconcentrado, gatillado por las lluvias intensas que siguieron a la erupción. En contraste con este escenario, la erupción del Complejo Fisural Puyehue-Cordón Caulle (2011), luego de las lluvias acontecidas en el sector siguiendo a la erupción, no ocurrieron flujos de tipo lahar secundario, lo que abrió una interrogante respecto a cuales fueron los mecanismos gatilladores, o las características físicas de los depósitos que determinaron la generación o no de este fenómeno en cada sector; dadas características eruptivas y climáticas muy similares. Para evaluar la generación de los deslizamientos necesarios para gatillar el fenómeno, basándose en los trabajos de Volentik *et al.* (2009) y Amigo (2013), se propone el modelo de Iverson (2000) de fallamiento gravitacional para depósitos saturados, que se expresa una ecuación de Factor de Seguridad [FS] que contempla la saturación de los depósitos por infiltración de lluvia. Los parámetros necesarios para utilizar esta ecuación, en lugar de obtenerse a través de estimaciones, serán calculados directamente a partir de muestras obtenidas de los depósitos en cuestión.

La metodología escogida para medir los parámetros de ángulo de fricción interna [β] y cohesión [c] fue mediante ensayos de corte directo, donde los resultados fueron de 51.19° y $1300 \text{ [kg/m}^2\text{]}$, y de 40.2° y $1517 \text{ [kg/m}^2\text{]}$, para los casos Cordón Caulle y Volcán Chaitén, respectivamente. También fueron medidas otras características físicas, tales como la densidad, contenido de humedad, peso específico, granulometría y composición de las muestras. De manera paralela, se cruzaron los mapas de isópacas y de las pendientes de los sectores, para de esta manera, haciendo uso de los parámetros medidos, evaluar la ecuación del FS dentro del área asociada a los depósitos. Los resultados obtenidos en cuanto a mapas de susceptibilidad de deslizamiento, predicen las zonas de peligro para casos documentados de ocurrencia de deslizamiento, y posteriores flujos emplazados en las cuencas de drenaje aledañas a los centros volcánicos. Sin embargo, también muestran zonas de susceptibilidad para las cuales no ocurrieron deslizamientos ni flujos asociados.

La utilidad de la herramienta para el caso de un episodio volcánico incipiente se restringe a delimitar áreas de susceptibilidad de generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia, en caso de generarse el factor gatillante, que sería una intensidad determinada de precipitaciones en el sector, suficientes para producir la saturación parcial o total del depósito. Es importante mantener presentes las limitaciones del método, referidas principalmente a la estimación de las isópacas, y la obtención de parámetros físicos β , c e γ_s representativos. La permeabilidad y capacidad de infiltración de los depósitos, así como la presencia de vegetación e intensidad de las lluvias en las zonas de estudio son factores que igualmente determinan la generación de lahares secundarios, y que no están contemplados dentro del método. A pesar de las limitaciones asociadas, el estudio de los parámetros físicos en el marco de este estudio permite acercarse a una caracterización más certera del comportamiento de depósitos piroclásticos saturados en cuanto a la generación de deslizamientos y flujos.

AGRADECIMIENTOS

A mi profesor guía, Álvaro Amigo, gracias a quien esta memoria fue concebida; por la agudeza de sus observaciones, y junto a quien ha sido un privilegio recorrer lugares maravillosos, adquiriendo conocimientos invaluable.

A mi profesora Co-Guía y profesor integrante, Marisol Lara y Angelo Castruccio, por su disposición, paciencia y buena voluntad; y gracias a quienes se generaron discusiones y aportes académicos indispensables para el desarrollo de este trabajo.

Al Programa de Riesgo Volcánico, SERNAGEOMIN, por creer en este trabajo y aportar el financiamiento necesario para llevarlo a cabo.

A la profesora Sofía Rebolledo, por el apoyo logístico que hizo posible el trabajo en laboratorio llevado a cabo en la Universidad.

A todos los que, sin su buen humor y también algo de fuerza bruta, no hubiera sido posible realizar el arduo trabajo de terreno; Juanito, Lalo, Don Julio, y Daniel.

A Omar González y Mario López, no solamente por acogerme y abrir las puertas del laboratorio, sino por estar siempre dispuestos a discutir y traspasar sus conocimientos, que fueron esenciales para el análisis de mis muestras.

A la Blanca, por la paciencia infinita.

A Rodrigo Calderón, sin el cual aún estaría tratando de abrir un archivo en ArcMap.

Al Tish, por su apoyo técnico, pero sobre todo por su apoyo moral y por ser un verdadero compañero.

A todo aquel que se ganó el título de amigo en la larga trayectoria que fue estudiar Geología; más que amigos, han sido compañeros de viaje, y esos no se olvidan.

Por último, a la familia; a todos los que no entendieron nada pero me apañaron igual; en particular a mis padres, María Elena y Fernando, quienes fueron responsables de mi educación. Sobre todo por jamás ponerme trabas, y por celebrar mis excentricidades y caprichos, gracias a los dos.

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción.....	1
1.1 Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2 Ubicación y Vías de Acceso.....	3
1.2.1 Sector Río Nilahue.....	3
1.2.2 Sector Paso Cardenal Samoré.....	4
1.2.3 Sector Río Amarillo.....	5
1.2.4 Sector Flanco Norte Volcán Chaitén.....	4
1.3 Hipótesis de Trabajo.....	7
1.4 Objetivos.....	7
1.4.1 Objetivo General.....	8
1.5 Metodología.....	8
1.5.1 Objetivo 1.....	9
1.5.2 Objetivo 2.....	9
1.5.3 Objetivo 3.....	9
2. Zonas de Estudio.....	11
2.1 Geología del Sector Cordón Caulle.....	11
2.2 Geología del Sector Volcán Chaitén.....	15
3. Marco Teórico.....	20
3.1 Lahares secundarios.....	20
3.2 Factor de Seguridad.....	24
3.3 Parámetros del FS.....	28
3.3.1 Cohesión.....	33
3.3.2 Ángulo de Fricción Interna.....	33
3.3.3 Densidad, Contenido de Humedad y Peso Específico.....	35

3.4 Curvas Granulométricas.....	36
3.5 Coeficientes de Uniformidad y Curvatura.....	37
3.6 Propiedades Sedimentológicas.....	38
3.7 Clasificación USCS.....	42
4. Campañas de Terreno.....	45
4.1 Complejo Fisural Puyehue Cordón del Cauille.....	45
4.1.1 Río Nilahue.....	46
4.1.2 Paso Cardenal Samoré.....	50
4.2 Volcán Chaitén.....	52
4.2.1 El Amarillo.....	52
4.2.2 PDC-Blast Chaitén.....	54
5.Resultados.....	56
5.1 Granulometría.....	56
5.2 Clasificación Geotécnica.....	66
5.3 Descripción de Forma y Componentes.....	68
5.4 Contenido de Humedad y Peso Específico.....	69
5.5 Densidad.....	72
5.6 Ensayos de Corte Directo.....	76
5.6.1 Flujo Piroclástico-Río Nilahue-Cordón Cauille.....	78
5.6.2 Flujo Piroclástico-Río Nilahue 2.0-Cordón Cauille.....	80
5.6.3 Depósito de Caída El Amarillo- Volcán Chaitén.....	84
5.6.4 Depósito de Caída El Amarillo 2.0- Volcán Chaitén.....	86
5.6.5 Flujo PDC-Blast-Volcán Chaitén.....	88
5.7 Rectas Envolventes.....	90
5.8 Factor de Seguridad.....	98
5.8.1 Pendientes Críticas.....	98

5.9 Mapas de Susceptibilidad.....	113
6. Discusiones.....	137
6.1 Características de los Depósitos.....	137
6.2 Ensayos de Corte.....	142
6.3 Factor de Seguridad.....	145
7. Conclusiones.....	152
8. Bibliografía.....	156

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Sector del Río Nilahue.....	4
Figura 1.2: Punto de extracción de las muestras del depósito de caída del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Paso Cardenal Samoré.....	5
Figura 1.3 Punto en el valle del Río Amarillo, desde donde se extrajeron muestras de depósitos de caída.....	6
Figura 1.4: Zona escogida para extraer muestras del depósito de PDC con características de blast lateral, Volcán Chaitén.....	7
Figura 2.1: Mapa geológico entre los 40° y 40°40 S.....	12
Figura 2.2: Mapa de isópacas de las emisiones de la fase magmática de la erupción del Sistema Fisural Cordón Caulle, 2011-2012.....	14
Figura 2.3: Volcán Chaitén-Michinmahuida. Modificado del Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (hoja 2).....	16
Figura 2.4: Mapa de isópacas de la erupción 2008-2009 del Volcán Chaitén.....	19
Figura 3.1: Modelo infinito de estabilidad de laderas, Iverson (2000), α representa la inclinación del plano de deslizamiento.	25
Figura 3.2: Áreas de peligro de removilización de tefra asociada a los depósitos de la erupción del Volcán Hudson, 1991.....	27
Figura 3.3: Gráfico de la envolvente de ruptura.....	29
Figura 3.4: Esquema del aparato de corte directo.....	30
Figura 3.5: (a) curvas típicas de un gráfico de tensión/deformación horizontal obtenido de un ensayo de corte (b) Curvas típicas de la deformación horizontal vs la vertical....	32
Figura 3.6: Definición gráfica de ángulo de fricción interna.....	34

Figura 3.7: Ejemplo de un gráfico de curvas granulométricas acumulativas, donde se muestran curvas típicas para cinco tipos de suelo.	36
Figura 3.8: Representación visual del redondeamiento y esfericidad de las partículas..	41
Figura 4.1: Zona objetivo de estudio para la primera campaña de terreno al sector Cordón del Cauille.....	46
Figura 4.2: Sector confluencia Nilahue-Contrafuerte, se observa una capa de ceniza fina bajo la vegetación.....	47
Figura 4.3: Depósito de inundación, sector confluencia Nilahue-Contrafuerte.....	48
Figura 4.4: Depósito de flujo piroclástico en la orilla W del Río Nilahue.....	49
Figura 4.5: (a) Segmento superior del Flujo Piroclástico, sitio desde el cual se extrajeron las muestra buk. (b) Depósito del flujo piroclástico, donde se observan dos capas distinguibles por su color y composición.....	49
Figura 4.7: (a) Lugar de extracción de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré. (b) Sitio general donde se emplaza el depósito, con destrucción apreciable de la vegetación.....	51
Figura 4.8: (a) Espesor de la muestra, de aproximadamente 30 cm. (b) Marco general de la zona de extracción de la muestra Depósito de Caída El Amarillo	53
Figura 4.9: (a) Zona general de la extracción de la muestra PDC-Blast, Volcán Chaitén. (b) Lugar de la extracción de la muestra.....	55
Figura 5.1: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue. (b) Gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Flujo piroclástico Río Nilahue.....	58
Figura 5.2: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré. (b) Gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré	59
Figura 5.3: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra Depósito de Caída El Amarillo. (b) Gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Depósito de Caída El Amarillo	61

Figura 5.4: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra PDC-Blast. (b) Gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra PDC-Blast.....	62
Figura 5.5: (a) Agujero realizado en terreno para extraer el contenido de la muestra y calcular la densidad in situ. (b) Agujero cubierto con una bolsa hermética y llenado con agua hasta el tope.....	73
Figura 5.6: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal (τ_h/ϵ_h) para la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue. Aparecen representadas tres curvas que corresponden al ensayo de corte directo realizado a tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 [Kgf/cm ²]...	78
Figura 5.11: Gráfico de deformación horizontal/ deformación vertical (ϵ_h/ϵ_v) para los ensayos correspondientes a la tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 [Kgf/cm ²]; muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue.....	79
Figura 5.12: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal [τ_h/ϵ_h]; construido usando los valores de las repeticiones de los ensayos para σ_1 y σ_2 ; muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue.....	80
Figura 5.13: Gráfico 2.0 de la deformación horizontal/ deformación vertical [ϵ_h/ϵ_v] de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue, correspondiente al set de ensayos que incluye las repeticiones.....	81
Figura 5.14: Gráfico que representa las curvas de tensión horizontal/deformación horizontal [τ_h/ϵ_h] para la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré, para cada ensayo realizado a tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2	82
Figura 5.15: Gráfico que representa la deformación horizontal/deformación vertical [ϵ_h/ϵ_v] de la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré, para cada una de las tensiones verticales constantes [σ] 0.5, 1 y 2.....	83
Figura 5.16: Gráfico tensión horizontal/deformación horizontal [τ_h/ϵ_h] de la muestra Depósito de caída El Amarillo, donde cada curva representa un ensayo de corte realizado a tensión vertical constante [σ] a 0.5, 1 y 2 [kg/m ²] respectivamente.....	84
Figura 5.17: Gráfico que representa la deformación horizontal/ deformación vertical [ϵ_h/ϵ_v] de la muestra Depósito de caída El Amarillo, para cada ensayo realizado a tensión vertical constante [σ], a 0.5, 1 y 2 [Kgf/cm ²].....	85

Figura 5.18: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal 2.0 [τ_h/ϵ_h] construido con los datos de la repetición de la curva a tensión vertical constante [σ] 2 [kg/m^2]; correspondientes a la muestra Depósito de caída El Amarillo.....	86
Figura 5.19: Gráfico que representa la deformación horizontal/ deformación vertical 2.0 [ϵ_h/ϵ_v] de la muestra Depósito de caída El Amarillo, considerando la curva del nuevo ensayo realizado para la curva σ_2	87
Figura 5.20: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal [τ_h/ϵ_h] construido a partir de los ensayos a tensión vertical constante [σ] 0.5, 1 y 2 [kg/m^2]; correspondientes a la muestra PDC- Blast.....	88
Figura 5.21: Representación gráfica de la deformación horizontal/ deformación vertical [ϵ_h/ϵ_v] de la muestra PDC- Blast, este muestra la curva para cada ensayo a carga vertical constante [σ] de 0.5, 1 y 2 [Kgf/cm^2].....	89
Figura 5.22: Gráfico [τ_h/τ_v] de las rectas envolventes peak y residual, correspondientes a la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue. Los valores de la tensión vertical [τ_v] son $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 [Kgf/cm^2], las cargas constantes correspondientes a cada ensayo. Los valores de la tensión horizontal [τ_h] son los valores peak y residual de cada ensayo para las rectas respectivas.....	91
Figura 5.23: Rectas envolventes 2.0 para el caso de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue, construida utilizando los datos de la repetición de los ensayos a σ_1 y σ_2	92
Figura 5.24: Gráfico de las rectas envolventes peak y residual obtenidas de la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré.....	93
Figura 5.25: Gráfico que representa las rectas envolventes [τ/σ] peak y residual, construidas a partir del gráfico tensión/deformación horizontal [τ_h/ϵ_h], para la muestra Depósito de caída El Amarillo.....	94
Figura 5.26: Gráfico de las rectas envolventes peak y residual de la muestra Depósito de caída El Amarillo, utilizando los casos del ensayo de repetición para la curva σ_2 , representados en el gráfico de tensión/ deformación [τ/ϵ].....	95
Figura 5.27: Gráfico de las rectas envolventes peak y residual para la muestra PDC- Blast, obtenidos a partir de los datos del gráfico tensión/ deformación [τ/ϵ].....	96
Figura 5.28: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída Paso Cardenal Samoré , dependiendo de las variables α [$^\circ$] en las abscisas, y Z [m] en las	

ordenadas. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída El Amarillo.....	100
Figura 5.29: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Flujo Piroclástico Río Nilahue (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast. Ambas curvas varían el parámetro.....	102
Figura 5.30: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de caída El Amarillo. Ambas curvas varían el parámetro β , dejando fijos los demás.....	104
Figura 5.31: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito Río Nilahue (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast. Ambas curvas varían el parámetro β , dejando fijos los demás.....	105
Figura 5.32: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída El Amarillo. Ambas curvas varían el parámetro c , dejando fijos los demás.....	107
Figura 5.33: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito Río Nilahue. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast. Ambas curvas varían el parámetro c , dejando fijos los demás.....	108
Figura 5.34: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída El Amarillo. Ambas curvas varían el parámetro γ_s , dejando fijos los demás.....	110
Figura 5.35: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito Río Nilahue (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast. Ambas curvas varían el parámetro γ_s , dejando fijos los demás.....	111
Figura 5.36: Cuencas de drenaje del sector Cordón Caulle (a) y Volcán Chaitén (b), además de las isópacas y puntos de extracción de muestras (punto rojo). Las zonas destacadas en color amarillo corresponden a cuencas de drenaje donde se ha documentado actividad de flujo de depósitos piroclásticos por removilización.....	115
Figura 5.37: Sector 1 Río Golgol, se observan depósitos de inundación.....	116
Figura 5.38: sectores 2 y 3 de la figura 5.36 (b); cuencas de Río Blanco (a) y Río Amarillo (b) donde ocurrieron flujos tipo lahar en el sector Volcán Chaitén.....	117

Figura 5.39: sectores 4 y 5 de la figura 5.36 (b); cuencas de Río Rayas, Río Amarillo donde ocurrieron flujos tipo lahar en el sector Volcán Chaitén.....	118
Figura 5.40: mapas de pendientes en los sectores Cordón Caulle (a) y Volcán Chaitén (b).....	119
Figura 5.41: Mapa de peligro de deslizamientos en las zona de la última erupción del Cordón Caulle (a), y Volcán Chaitén (b). Las zonas enmarcadas en un cuadro corresponden a sectores en particular donde las zonas de peligro se cruzan con cuencas de drenaje.....	121
Figura 5.42: Acercamiento de las zonas 1a y 2a de la figura 5.41	123
Figura 5.43: Acercamiento de las zonas 3a y 4a de la figura 5.41	124
Figura 5.44: Acercamiento de las zonas 1b, 2b 3b y 4b de la figura 5.41	125
Figura 5.45: Acercamiento de las zonas 5b, 6b y 7b de la figura 5.41	126
Figura 5.46: Mapa de FS ≤ 1 para sector Cordón Caulle (a) y sector Volcán Chaitén (b). Las áreas dentro de la zona café claro tienen espesores ≥ 0.2 m.....	128
Figura 5.47: Mapa de FS dentro de la isópaca 0.2 m para el sector Cordón Caulle; (a) construido con el β original de 51.19° , (b) construido con el β correspondiente al depósito de caída del Volcán Chaitén, de 40.2°	130
Figura 5.48: Mapa de FS dentro de la isópaca 0.2 m para el sector Volcán Chaitén; (a) construido con el β original de 40.2° , (b) construido con el β correspondiente al depósito de caída del Cordón Caulle, de 51.19°	131
Figura 5.49: (a) área cubierta por el FS ≤ 1 dentro del área ≥ 0.2 m, con el mapa de isópacas original que gradúa hasta 2 m de espesor en el centro. (b) área cubierta por el FS ≤ 1 asumiendo un espesor fijo de 0.2 m.....	133
Figura 5.50: Sector correspondiente al depósito Flujo Piroclástico Río Nilahue, con la cuenca del Río destacada en verde, y el sector de emplazamiento del depósito en amarillo claro.....	135
Figura 5.51: Sector correspondiente al depósito PDC-Blast con las cuencas que bajan desde el flanco Norte del volcán destacadas en verde, y el sector de emplazamiento del depósito en amarillo claro.....	136

Figura 6.1: (a) alternativa posible propuesta para la forma de las isópacas del sector Volcán Chaitén en color naranja. (b) acercamiento a posible zona de origen de remoción, ahora con los espesores distribuidos de la manera propuesta en la imagen (a).....149

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Tabla sedimentológica de nomenclatura de los tamaños de grano y sus respectivos valores en la escala de Udden-Wentworth.....	38
Tabla 3.2: Clasificación de la selección de una muestra según la escala de Udden-Wentworth (Folk & Ward, 1957).....	39
Tabla 3.3: Clasificación de la simetría de una muestra según la escala de Udden-Wentworth (Folk & Ward, 1957).....	39
Tabla 3.4: Clasificación de la curtosis de una muestra según la escala de Udden-Wentworth (Folk & Ward, 1957).....	40
Tabla 3.5: Escala de Folk (1955) para el redondeamiento de las partículas.....	41
Tabla 3.6: Tabla del sistema unificado de clasificación de suelos, que muestra la porción de los suelos tamaño arena.....	42
Tabla 3.7: Tabla de clasificación de tamaños de grano, según el sistema USCS.....	43
Tabla 3.8: Tabla del sistema unificado de clasificación de suelos, que muestra la porción de los suelos tamaño arena.....	44
Tabla 5.1: Valores de ϕ representativos para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo y PDC-Blast: con su clasificación de tamaños respectiva en la escala Udden-Wentworth.....	63
Tabla 5.2: Valores para la Selección, Simetría y Curtosis para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.....	64
Tabla 5.3: Diámetros D_x de 10, 30 y 60% correspondientes a las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.....	64
Tabla 5.4: Tabla comparativa de valores para el coeficiente de curvatura y uniformidad para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.....	65

Tabla 5.5: Valores de las medidas de tendencia central para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.....	66
Tabla 5.6: Consistencia del suelo según sus características cualitativas de textura, para clasificación USGS de suelos.....	67
Tabla 5.7: Nomenclatura y clasificación USCS de las cuatro muestras.....	67
Tabla 5.8: Resumen de las propiedades de las propiedades de las cuatro muestras en estudio; % de componentes, redondeamiento y esfericidad.....	68
Tabla 5.9: Valores medidos del peso húmedo y peso seco (para un volumen arbitrario de muestra), para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.....	70
Tabla 5.10: Valores del contenido de humedad inicial y final medidas en laboratorio para cada una de las muestras; y relación entre ambos valores.....	71
Tabla 5.11: Peso específico de las muestras, γ_s calculado a partir del contenido de humedad de saturación.....	72
Tabla 5.12: Densidades in situ, húmedas y secas de las cuatro muestras; Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré; Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.....	75
Tabla 5.13: Valores de resistencia al corte peak y residual obtenidos a partir del gráfico tensión/deformación para la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue:.....	79
Tabla 5.14: Valores de resistencia al corte peak y residual obtenidos a partir del gráfico tensión/deformación 2.0 para la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue, considerando la repetición de los ensayos a σ_1 y σ_2	81
Tabla 5.15: Valores de resistencia al corte peak y residual obtenidos a partir del gráfico tensión/deformación $[\tau/\epsilon]$ para la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré, para cada uno de los ensayos a tensión vertical constante $[\sigma]$ 0.5, 1 y 2.....	83
Tabla 5.16: Valores de la resistencia al corte peak $[\tau_p]$ y residual $[\tau_r]$, para cada curva de tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 ; correspondientes a la muestra Depósito de caída El Amarillo.....	85

Tabla 5.17: Valores de la resistencia al corte peak $[\tau_p]$ y residual $[\tau_r]$, obtenidos del gráfico tensión horizontal/deformación horizontal 2.0 $[\tau_h/\epsilon_h]$, a partir de la repetición del ensayo a σ_2 ; correspondientes a la muestra Depósito de caída El Amarillo.....	87
Tabla 5.18: Representa los valores de la resistencia al corte peak $[\tau_p]$ y residual $[\tau_r]$, obtenidos del gráfico tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\epsilon_h]$; correspondientes a la muestra PDC- Blast, para los valores 0.5, 1 y 2 $[\text{Kgf}/\text{cm}^2]$ de tensión vertical constante $[\sigma]$	89
Tabla 5.19: Esta tabla muestra la resistencia al corte residual de todas las muestras, junto con la variación de los valores de resistencia al corte entre la mayor tensión vertical constante ($\sigma_{0.5}$) y la mayor (σ_2).....	90
Tabla 5.19: Síntesis de resultados obtenidos a partir de las cuatro muestras en estudio a partir de la construcción de rectas envolventes.....	97
Tabla 5.20: Valores fijos escogidos para calcular el FS, para cada una de las muestras.....	99
Tabla 5.21: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas.....	103
Tabla 5.22: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas, tomando en cuenta solamente la variable β ; con valores fijos de $c=1370$ $[\text{kg}/\text{m}^2]$ y $\gamma_t= 15 \times 10^3$ $[\text{N}/\text{m}^3]$	106
Tabla 5.23: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z fijo de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas, tomando en cuenta solamente la variable c; con valores fijos de $\beta =47^\circ$ y $\gamma_t= 15 \times 10^3$ $[\text{N}/\text{m}^3]$	109
Tabla 5.24: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z fijo de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas, tomando en cuenta solamente la variable β ; con valores fijos de $c=1370$ $[\text{kg}/\text{m}^2]$ y $\beta = 47^\circ$	112
Tabla 5.25: Valores fijos escogidos para calcular el FS, para cada una de las muestras.....	113
Tabla 5.26: Área total cubierta por $\text{FS} \leq 1$, con su respectivo porcentaje respecto al área total ≥ 0.2 m, para los sectores Volcán Chaitén, y Cordón Caulle (isópacas centrales fijas e isópacas centrales originales).....	132

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del Estudio Propuesto

Dentro del territorio nacional existen más de 2.000 volcanes, de los cuales alrededor de 100 han hecho erupción una vez al menos en los últimos 10 mil años. En el marco de investigación referida a la evaluación de riesgo volcánico, una de las líneas relevantes para el desarrollo de un plan de emergencia volcánica nacional, son los mecanismos de generación de lahares secundarios, que se originan en depósitos de caída de erupciones recientes. La finalidad de desarrollar esta línea de investigación apunta a predecir con una mayor precisión la evolución de los depósitos piroclásticos, en cuanto a su potencial removilización. En relación a la erupción del volcán Chaitén ocurrida el 2008–2009 en el sur de Chile (42.83°S, 72.65°W), los lahares secundarios generaron la agradación de aproximadamente un 70% de sedimento de origen piroclástico en el canal del río Chaitén, causando su consecuente desborde. Fueron las inundaciones generadas a partir de esto, las que finalmente provocaron mayores perjuicios al pueblo de Chaitén, sepultando a secciones del pueblo bajo hasta 3 metros de depósitos (Pierson *et al.*, 2013). A partir de los hechos anteriores, se vuelve imperativo avanzar en el estudio de estos fenómenos, ya que una comprensión más acabada de los mecanismos de removilización favorecerá el desarrollo de herramientas, que permitirán determinar con una mayor precisión las zonas de alto riesgo asociadas a un evento eruptivo; de esta manera contribuyendo a desarrollar un plan de emergencia más eficiente para las poblaciones en zonas de volcanismo activo.

La generación de lahares secundarios, producto de la removilización de depósitos de tefra; en particular para el caso de la erupción del Volcán Chaitén 2008-2009, se asocia a la agradación de la carga de sedimento a los cursos de agua en los alrededores del sistema volcánico. En los eventos ocurridos luego de la erupción del Chaitén, el depósito de caída producto de la erupción se saturó de agua por efecto de caída de lluvia, generando lahares secundarios que siguieron su curso por el cauce del río Chaitén, en forma de flujo hiperconcentrado que evolucionó a un *muddy flow* (Pierson *et al.*, 2013). Un modelo diseñado para predecir la generación de este tipo de lahares, a partir de la infiltración por lluvia de depósitos de tefra, es el de Iverson (2000), que asume el potencial fallamiento gravitacional de los depósitos piroclásticos en laderas de alta pendiente; por efecto de la disminución de la resistencia de estos, provocada por un exceso de presión de poros al saturarse de humedad. Este modelo se expresa por el criterio de fallamiento de Coulomb para una ladera infinita; en la forma de un FS o Factor de seguridad, que determina las condiciones límites de resistencia del

material. La fórmula del FS propuesta por Iverson (2000) contempla el efecto de la infiltración por lluvia de los depósitos. Este modelo se ha aplicado en la investigación de casos de estudio en el Monte Pinatubo en Filipinas (Volentik *et al.*, 2009), y del Volcán Hudson en la región de Aysén (Amigo, 2013); para el cual se generaron mapas de riesgo cruzando la fórmula del FS con pendientes obtenidas de imágenes satelitales, y un mapa de isópacas. En ambos casos mencionados, los parámetros físicos requeridos para calcular el FS han sido estimaciones propuestas por Volentik *et al.* (2009) para depósitos piroclásticos, y no se midieron directamente.

Dado los eventos recientes de la erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (40.59°S, 72.12°W), Junio 2011, con el monitoreo y observaciones en terreno realizadas en el Programa de Riesgo Volcánico SERNAGEOMIN, es posible establecer un paralelo entre este evento eruptivo y la erupción del volcán Chaitén 2008-2009. Los parámetros medibles para ambos casos de estudio, tales como dispersión y altura de la columna eruptiva, volumen de material expulsado y condiciones ambientales, son bastante similares a la hora de predecir ocurrencia de removilización por lluvia. Sin embargo, para el caso del valle del Río Nilahue, (asociado al sistema volcánico del Caulle) no se han detectado inundaciones de mayores proporciones asociadas a la removilización de material piroclástico, tal como ocurrió en el valle del Río Chaitén posterior su último evento eruptivo. Las diferencias observadas para ambos casos respecto a la ocurrencia de removilización del material piroclástico plantea una interrogante en cuanto a los parámetros decisivos, a la hora de determinar los mecanismos gatilladores de tales eventos. Dadas condiciones ambientales muy similares entre ambos casos, y considerando que la removilización de los depósitos masiva ocurrió solo para el caso del Volcán Chaitén, éstos constituyen buenos casos de control.

La propuesta de este estudio es medir los parámetros físicos intrínsecos a los depósitos piroclásticos de los casos mencionados, en particular la resistencia al cizalle; a partir de la cual se obtendrán los parámetros de ángulo de fricción interna [β] y cohesión [c]; y granulometría del suelo, para determinar si estos factores afectan el comportamiento del depósito a gran escala. De esta manera será posible establecer una comparación medible entre los parámetros físicos del depósito y la ocurrencia de lahares secundarios. Siguiendo este objetivo, se obtendrán muestras representativas de los depósitos piroclásticos asociados a los eventos particulares, y se someterán a pruebas de resistencia al cizalle, así como a análisis granulométricos en laboratorio. Los datos obtenidos se aplicarán al cálculo del FS, con lo que se determinará finalmente si los resultados de las predicciones realizadas con esta herramienta, tomando en cuenta los parámetros medidos, predicen la realidad para ambos casos de control. Si los

resultados del estudio resultan favorables, se podrá continuar con la elaboración de un mapa de riesgos que identifique las cuencas más susceptibles de generar lahares secundarios luego de crisis volcánicas, procurando definir parámetros que tengan la versatilidad suficiente para ajustarse a la contingencia de una erupción en curso.

1.2 Ubicación y Vías de Acceso

Con el propósito de obtener muestras claves para la medición de los parámetros físicos de los depósitos piroclásticos asociados a las últimas erupciones del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (2011) y el Volcán Chaitén (2008-2009), se realizaron campañas de terreno a cuatro zonas específicas, cuya ubicación y ruta serán descritas a continuación.

1.2.1 Sector Río Nilahue

A la zona general se accede a través de la ruta 5 Sur, donde existe un camino pavimentado hasta el pueblo de Reñinahue, localidad ubicada en la ribera Oeste del Lago Ranco. Luego al sector particular del Río Nilahue, se accede desde la localidad de Reñinahue través de un camino rural no pavimentado (figura 1.1). Este camino cruza el Río Nilahue en el punto 747538E 5526061N, convirtiéndose en un camino privado en regular estado, para continuar su curso más o menos paralelo al río por el Oeste. Para acceder a los depósitos piroclásticos en el punto 745126E 555902N UTM, es necesario atravesar a pie un tramo de aproximadamente 1 km de vegetación boscosa, para luego acceder a la ribera del río.

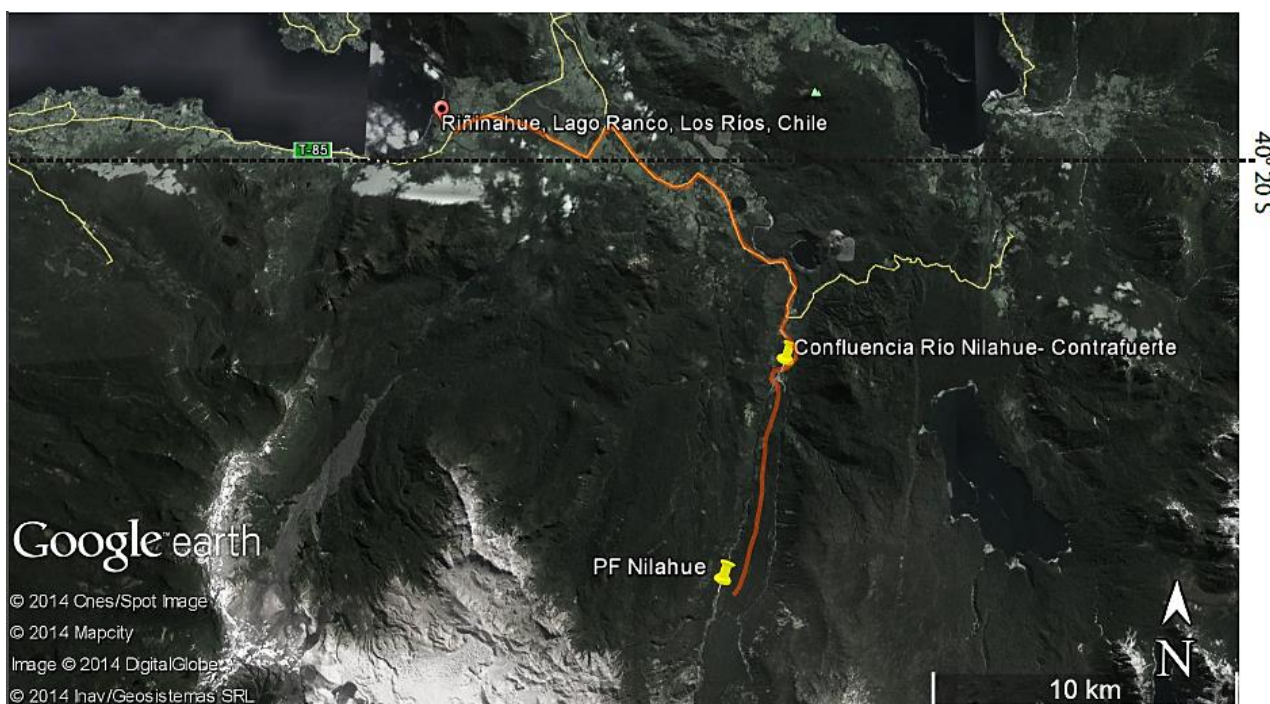


Figura 1.1: Sector del Río Nilahue, desde donde se extrajo la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue. En el costado superior izquierdo se aprecia la localidad de Reñinahue, desde donde se toma el camino que llega a la confluencia del Río Nilahue con e Contrafuerte.

1.2.2 Sector Paso Cardenal Samoré

A la zona se accede en camioneta a través de la ruta 5 sur hasta llegar al paso fronterizo. Luego se continúa por este camino aproximadamente 12 kilómetros. El sector particular de dónde fueron extraídas las muestras se encuentra al costado sur la ruta, y corresponde a las coordenadas 248255E 54917010N UTM (Figura 1.2).

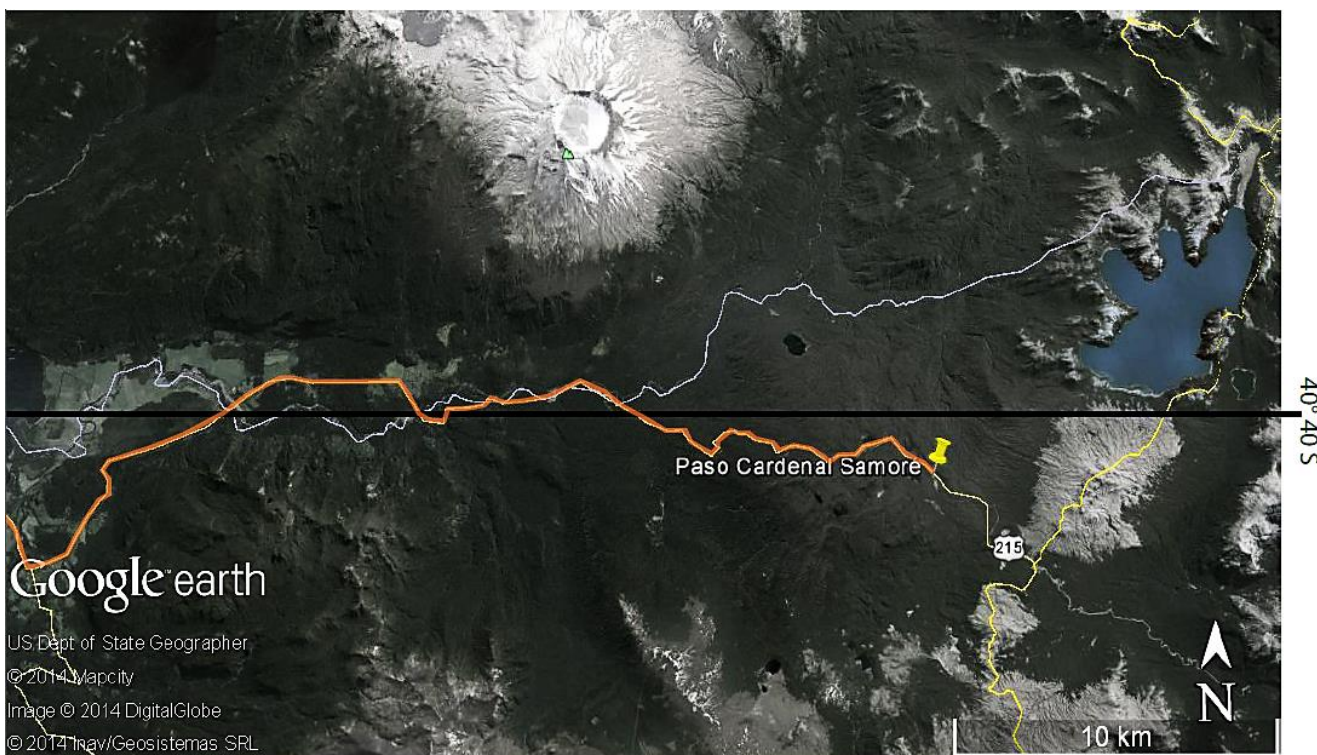


Figura 1.2: Imagen extraída del programa Google Earth, donde está marcado el punto de extracción de las muestras del depósito de caída del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (erupción 2011) Paso Cardenal Samoré.

1.2.3 Sector Río El Amarillo

Desde el pueblo de Chaitén, se toma la ruta 7 Carretera Austral en dirección al sector del Valle del Amarillo, ingresando al Parque Nacional Pumalín Sur. Luego se continúa en vehículo por las rutas autorizadas dentro del parque, hasta alcanzar el acceso al sendero Ventisquero del Parque Pumalín, que por el momento aún está en construcción. Siguiendo este sendero a pie aproximadamente 0.7 km, se alcanza el sitio de dónde fueron extraídas las muestras, de coordenadas 706025E 5242470N UTM, antes de alcanzar la terraza de inundación de un curso del Río Amarillo hacia el norte (figura 1.3).

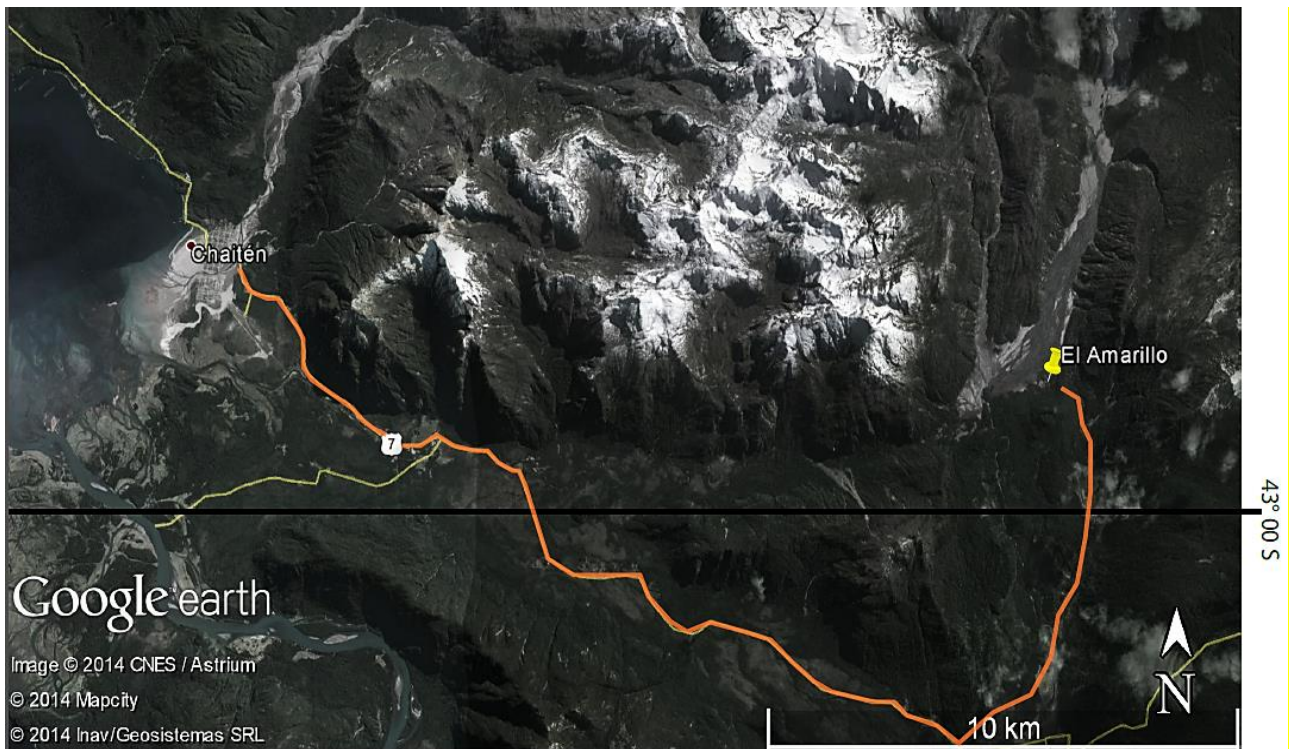


Figura 1.3: Imagen extraída del programa Google Earth, donde se observa el punto en el valle del Río Amarillo, desde donde se extrajeron muestras de depósitos de caída, coordenadas 706025E 5242470N UTM.

1.2.4 Sector Flanco Norte Volcán Chaitén

Desde el pueblo de Chaitén hacia el norte, tomando la ruta 7 que atraviesa el Parque Nacional Pumalín Sur, se alcanza el punto de coordenadas 691980E 5258300N UTM, sobre un pequeño curso de agua, antes de cruzar el puente Río Rayas. Este punto se ubica en el flanco Norte del edificio volcánico a aproximadamente 2 km del domo (figura 1.4).

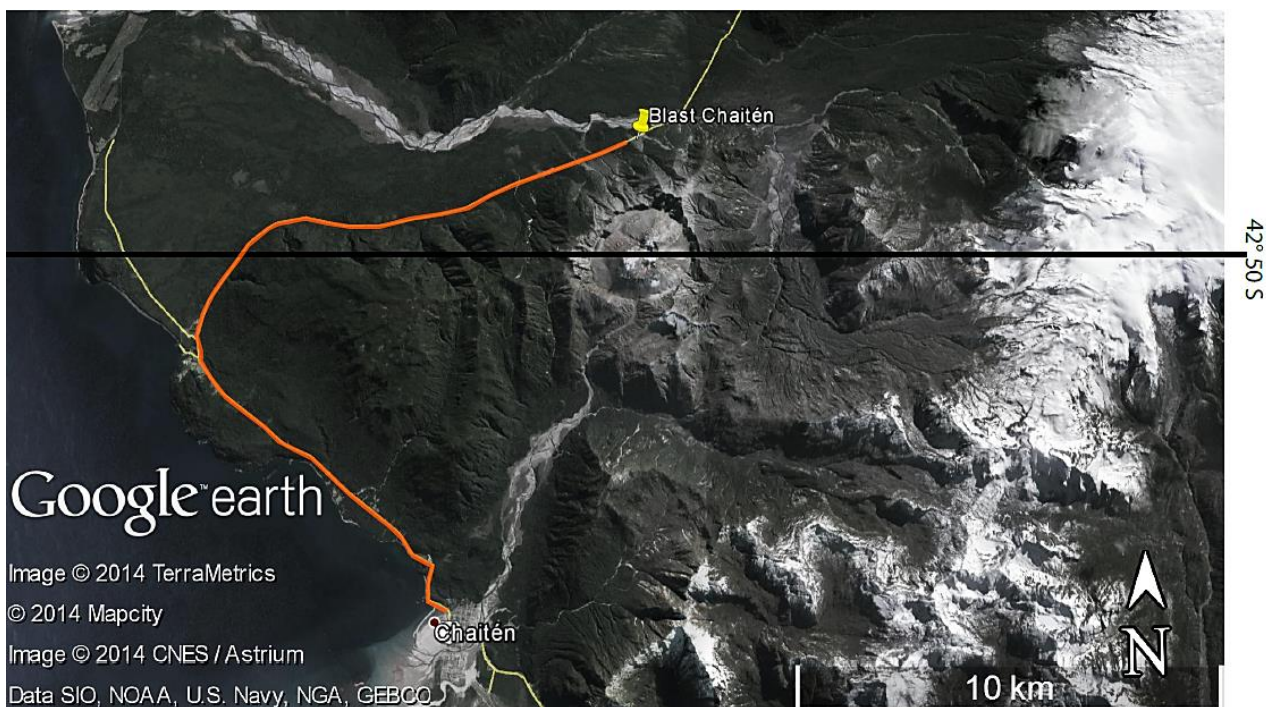


Figura 1.4: Imagen extraída del programa Google Earth, que muestra la zona escogida para extraer muestras del depósito de PDC con características de blast lateral, asociado a la erupción del 2008-2009 del Volcán Chaitén.

1.3 Hipótesis de Trabajo

Las características físicas intrínsecas a un depósito piroclástico son determinantes a la hora de gatillar la removilización de este, afectando de manera significativa el Factor de Seguridad para depósitos saturados. De esta manera, el FS proporciona una herramienta para determinar la susceptibilidad de ocurrencia de lahares secundarios por infiltración de lluvias en una zona cubierta por depósitos piroclásticos recientes; en particular para los casos de las últimas erupciones del Volcán Chaitén (2008-2009) y del Cordón Caulle (2011).

1.4 Objetivos

Este estudio se enmarca dentro del Programa de Riesgo Volcánico de SERNAGEOMIN, cuyo objetivo mayor es aportar mediante la investigación al perfeccionamiento de los planes de contingencia volcánica nacional. La formulación del estudio busca establecer si los parámetros físicos intrínsecos de los depósitos piroclásticos del volcán Chaitén (erupción 2008-2009) y del Complejo Volcánico

Puyehue-Cordón Caulle (erupción 2011) son determinantes a la hora de predecir la ocurrencia de lahares secundarios.

1.4.1 Objetivo General

Determinar las características físicas de los depósitos piroclásticos de las últimas erupciones del Volcán Chaitén y del Complejo Fisural Puyehue-Cordón Caulle, a través de la obtención, análisis e interpretación de muestras correspondientes a estos depósitos. Se busca describir el mecanismo a través del cual los parámetros físicos afectan el FS de cada uno de estos depósitos, y evaluar la posibilidad de predecir la ocurrencia de lahares secundarios a partir de la infiltración de lluvia a partir de este método.

1.4.2 Objetivos Específicos

1. Determinar la densidad, resistencia, cohesión y ángulo de fricción interna de los depósitos piroclásticos.
2. Clasificar los depósitos según sus características geotécnicas y sedimentológicas.
3. Obtener valores para el FS para todas las muestras según las zonas cubiertas por los depósitos correspondientes, aplicando el modelo de Iverson (2000) de deslizamiento para ladera infinita.

1.5 Metodología

A continuación se presentará la metodología asociada a cada objetivo específico de la sección anterior.

1.5.1 Objetivo 1

- Realizar campañas de terreno a los sectores Río Nilahue y Paso Cardenal Samoré (Depósitos piroclásticos del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle), y a los sectores Valle El Amarillo y flanco Norte del Volcán Chaitén.
- Realizar mediciones de parámetros físicos de las muestras, en particular mediante ensayos de corte directo.
- Realizar mediciones en terreno y en laboratorio de la densidad de las muestras, así como de su contenido de humedad.

1.5.2 Objetivo 2

- Realizar tamizaje para medir y cuantificar la distribución granulométrica de las muestras.
- Realizar análisis con lupa de los componentes de los depósitos, para describir detalladamente características tales como porcentaje de componentes (juveniles, líticos, accesorios, etc), esfericidad y redondeamiento.
- Obtener límites de Atterberg de la fracción fina de las muestras.

1.5.3 Objetivo 3

- Determinar pendientes críticas para cada depósito poniéndose en casos de espesor y pendiente, y evaluar sensibilidad de parámetros en la fórmula.

- Calcular el Factor de Seguridad FS en función de las características del depósito obtenidas de las mediciones anteriores, teniendo en cuenta datos de espesor y pendiente de las zonas

2. ZONAS DE ESTUDIO

En la siguiente sección se presentarán las formaciones geológicas más importantes de las zonas de estudio; así como una descripción en detalle de las erupciones más recientes; además de una síntesis del comportamiento eruptivo de los centros volcánicos en estudio, con especial énfasis en las últimas erupciones del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle 2011, y del Volcán Chaitén 2008-2009.

2.1. Geología del Sector Cordón Caulle

La información sobre las formaciones geológicas en las inmediaciones del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle que se presenta a continuación, fue extraída de Campos *et al.* (2008), Carta Geológica N°8, Área Futrono-Lago Ranco, región de Los Lagos (ver figura 2.1).

Las formaciones del Mesozoico corresponden al Plutón Lago Maihue, que es un *stock* que se aflora en el centro de la cuenca del lago Maihue, perteneciente a un grupo de granitoides jurásicos (179-164 Ma) que forman parte del Batolito Panguipulli, compuestos de granodioritas, granitos y tonalitas de biotita y hornblenda (Campos *et al.*, 1998).

En cuanto al Cenozoico, los Estratos de Lago Ranco (Oligoceno?-Mioceno inferior) son una formación del mioceno compuesta de rocas volcánicas intermedias y sedimentarias continentales, con intercalaciones marinas. Los granitoides miocenos (18-5 Ma) forman parte del Batolito Norpatagónico y forman una franja de dirección NS en torno a la ZFLO, que incluye principalmente granitoides de composición andesítica a dacítica. Los Estratos de Pitreño (Mioceno superior-Plioceno) son una secuencia de lavas andesíticas y andesítico-basálticas, aglomerados, brechas volcánicas, tobas, arcosas, conglomerados, areniscas y lutitas; y aflora en la ribera sur del Lago Ranco (Campos *et al.*, 1998).

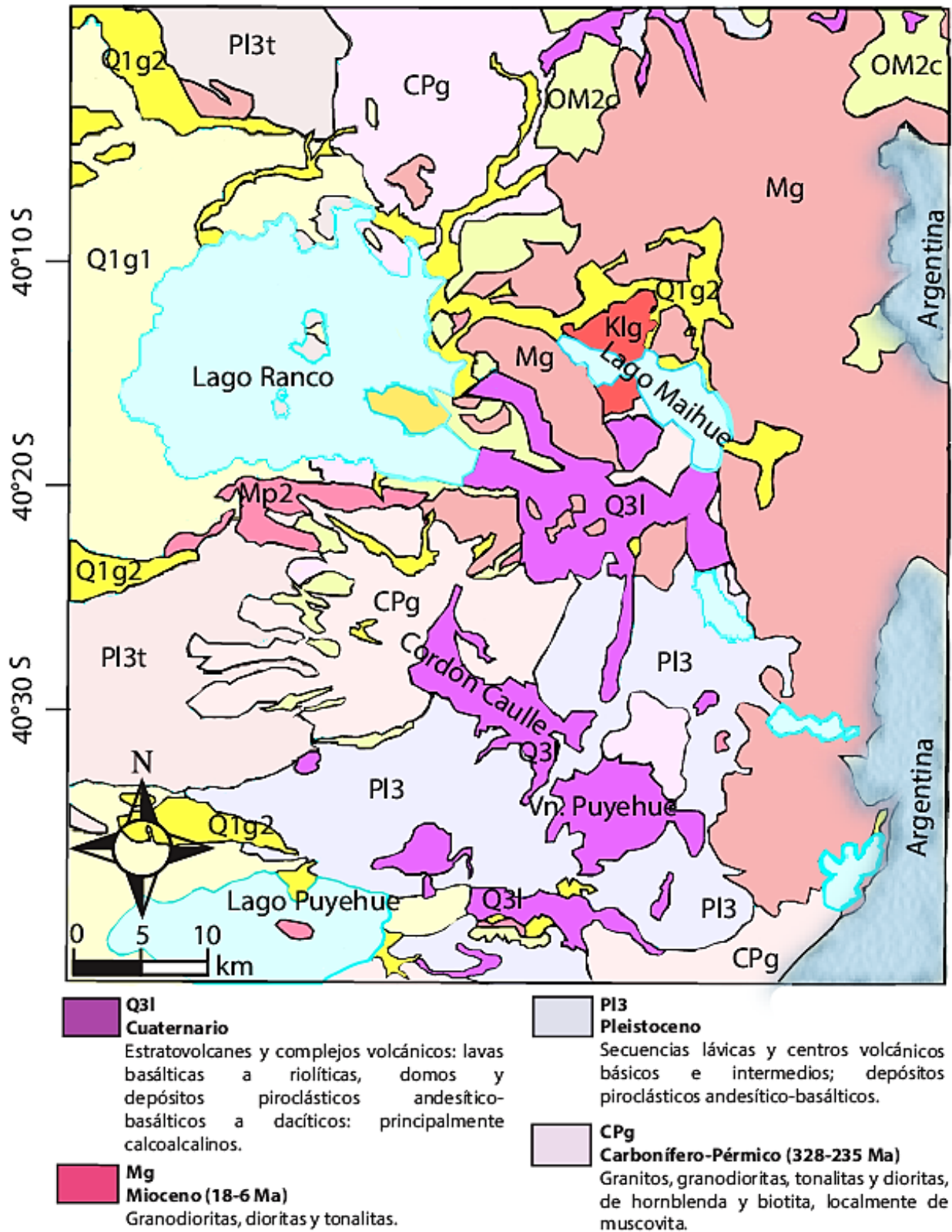


Figura 2.1: Mapa geológico entre los 40° y 40°40' S. Modificado de. Mapa Geológico de Chile: versión digital (hoja 2); Servicio Nacional de Geología y Minería (2003).

Las formaciones volcánicas del Plioceno-Holoceno corresponden a lavas, depósitos piroclásticos y flujos laháricos; de carácter basáltico a dacítico; intercaladas con depósitos sedimentarios glaciales, fluviales y coluviales. El basamento volcánico proviene de la Cordillera Nevada y del Grupo Volcánico Mencheca; compuesto de los maares Ñirre, el volcán Mencheca y los cráteres Pichi-Golgol, cuyos productos corresponden a lavas y material piroclástico de composición basáltica. Los productos de la caldera Cordillera Nevada y del Cordón del Caulle componen la secuencia volcánica Cordillera Nevada-Cordón Caulle (430-20 ka), consistente en coladas y depósitos piroclásticos de tipo andesítico basáltico a riolítico. La Ignimbrita San Pablo está asociada a la caldera Cordillera Nevada, que está presente hasta la depresión intermedia y algunos valles de la Cordillera de la Costa; de edad Pleistocena inferior (ca. 130 ka) (Campos et al., 1998).

El Complejo Volcánico Puyehue- Cordón Caulle consiste en un alineamiento de domos y cráteres de aproximadamente 15km; que ocupan una depresión alargada de la zona, en dirección NW, entre la latitud 37° y 46° S. Los productos de erupciones pasadas son principalmente basálticos a andesíticos (48–71% SiO₂); aunque existen evidencias de expulsión de productos riolíticos en los últimos 100ka. Desde ese período de tiempo, ha habido actividad eruptiva tanto en el volcán central (Puyehue), como en el sistema fisural (Cordón Caulle). Las erupciones en el Holoceno han ocurrido principalmente en el cráter del Puyehue, con la formación de un domo a lo largo del sistema fisural en dirección NW. Las erupciones históricas de este sistema ocurrieron en el Cordón Caulle, desde el cual emanaron cordones de lava ríodacítica. La erupción de 1960 fue gatillada por un sismo de Mw 9.5 ocurrido en la región (Lara *et al.*, 2010).

La erupción del pasado Junio 2011 del sistema fisural Cordón Caulle fue de magnitud pliniana (VEI=3) y composición ríodacítica, con un 67-70% de sílice. La erupción emitió 0.2 -0.4 km³ de tefra lo largo de 27 horas, con una columna eruptiva de aproximadamente 15 km de altura. Los depósitos de tefra más cercanos al centro eruptivo presentan una granulometría gruesa; y la emisión se separó en una fase inicial rica en líticos, durante el 4-5 de junio; y otra posterior fase magmática (*open conduit*), durante los días 5-6 de junio. El mapa de isópacas construido a partir del modelo de advección – difusión puede observarse en la figura 2.2 (Amigo *et al.*, 2011).

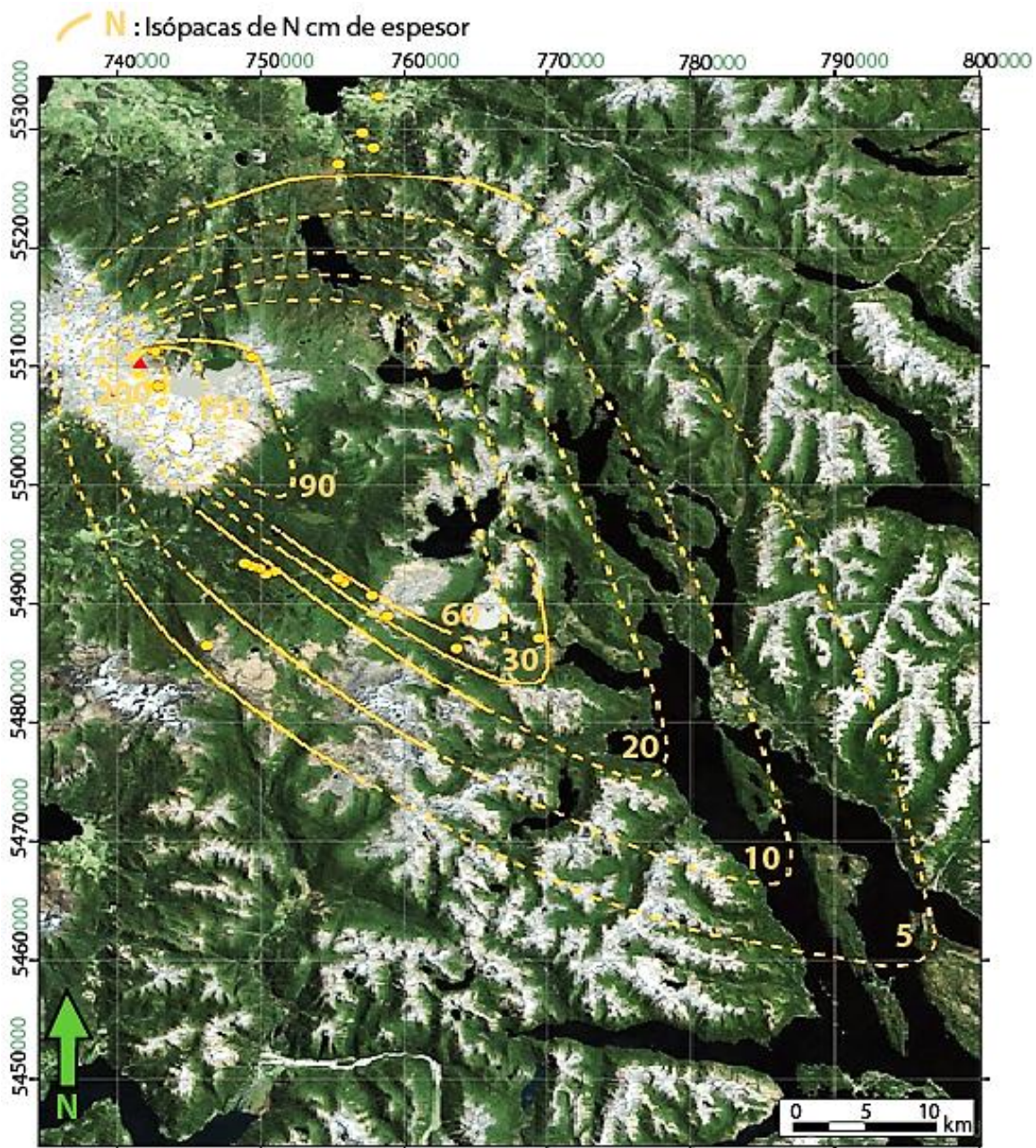


Figura 2.2: Mapa de isópacos de las emisiones de la fase magmática de la erupción del Sistema Fisural Cordón Caulle, 2011-2012. Extraído y modificado de Amigo *et al* (2011).

Las zonas susceptibles de ser afectadas por removilizaciones secundarias se reducen al curso principal del Río Nilahue. Sin embargo, en apariencia no ha ocurrido removilización de material piroclástico en el cauce del río, salvo depósitos de inundación de pequeña magnitud. La ocurrencia de inundaciones densas aparentemente de tipo *muddy flow*, de pequeña magnitud, fueron registradas en el valle del Río Golgol (Parejas *et al.*, 2011, (Amigo *et al.*, 2011), (Orozco *et al.* 2012).

2.2 Geología del Sector Volcán Chaitén

La información sobre las formaciones geológicas en las inmediaciones del Volcán Chaitén que se presenta a continuación (figura 2.3), fue extraída Muñoz et al. 1966, Mapa Boletín N°19, bosquejo geológico de la Región Costanera de la parte sureste de la provincia de Llanquihue y Chiloé Continental; y del Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (hoja 2).

Hacia el Sur de los Volcanes Chaitén y Michinmahuida hay afloramientos locales del basamento, correspondientes a complejos metamórficos del Paleozoico-Triásico, compuestos principalmente por metapelitas, metacherts, metabasitas (PZTr (b)). (Muñoz *et al.*, 1966).

En cuanto al Cenozoico, los afloramientos plutónicos que rodean el sector del Volcán Chaitén, tanto el Norte como al Sur del edificio volcánico, se componen de granodioritas, dioritas y tonalitas del Mioceno (18-6 Ma); y de Mioceno Inferior-Medio (22-16 Ma) Granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, monzonitas y dioritas de biotita y hornblenda, al S-W del Volcán Michinmahuida (Muñoz *et al.*, 1966).

La secuencia PI3 del Pleistoceno incluye secuencias de lava de los centros volcánicos de composición básica a intermedia, intercalada con depósitos piroclásticos andesítico basálticos. Esta secuencia se extiende alrededor de los edificios volcánicos principales (Volcán Chaitén y Michinmahuida). El resto de las formaciones volcánicas corresponden al Cuaternario (Q3i), y consisten en estratovolcanes, y complejos volcánicos de lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos; principalmente calcoalcalinos. (Muñoz *et al.*, 1966).

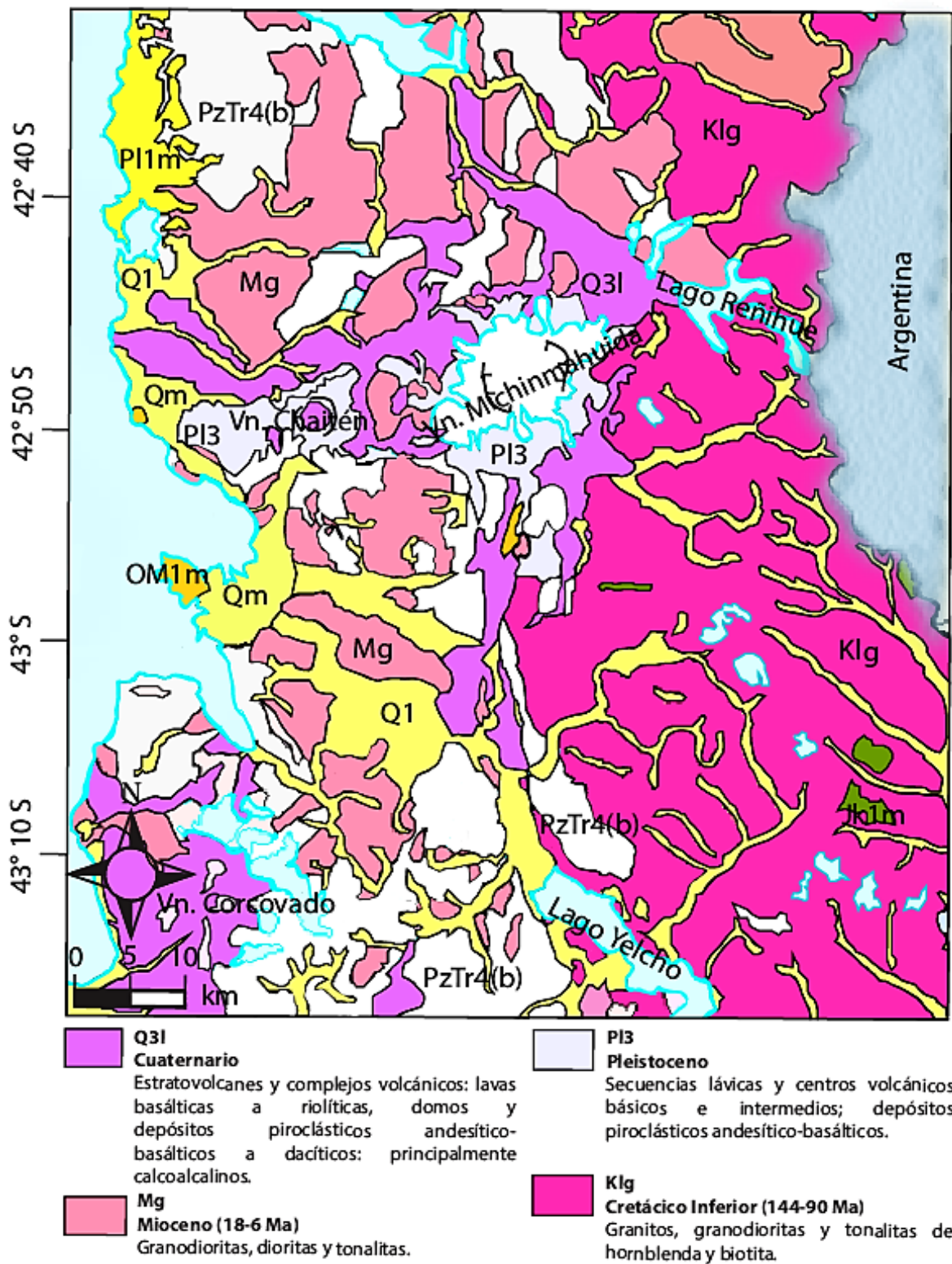


Figura 2.3: Imagen que representa las formaciones de la Región de los Lagos, sector Volcán Chaitén-Michinmahuida. Modificado del Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (hoja 2).

La última erupción del volcán Chaitén tuvo una fase explosiva de tipo pliniana, que duró 10 días, con una columna eruptiva de más de 20 km de ceniza riolítica predominantemente fina a extremadamente fina hacia el término de la fase explosiva, con un 75% de sílice aproximadamente, emitiendo aproximadamente 1 km³ de tefra. Los productos de la erupción fueron riolita pobre en cristales, con un contenido de 73-76% de sílice vidriosa, lo que no es una composición comúnmente asociada al arco volcánico de los andes del sur. Los depósitos alcanzaron un área amplia circundante al volcán, donde la ceniza de tamaño más fino alcanzó a Argentina, incluso hasta la costa Atlántica. Los depósitos de tefra en el área proximal de entre 3-25 desde el edificio volcánico consisten en numerosas capas, que se correlacionan con eventos eruptivos individuales. Estas capas varían desde ceniza de grano muy fino hasta bloques tamaño grava, presentando tanto composición lítica y juvenil. Los depósitos se asocian principalmente a tres fases explosivas principales, ocurridas del 1-2 de mayo; 3-5 de mayo y 6 de mayo del año 2009, con un volumen estimado de 0,5-1 km³ de tefra. La sucesión de capas de tefra depositadas consiste en la base de ceniza gruesa de muy buena selección; 60% pómez y 40% líticos, con ausencia de matriz. Sobre esta capa hay una secuencia de que alterna capas de ceniza gruesa y fina, con contactos graduales por lo general. El depósito se compone principalmente por dos tipos de granos; fragmentos líticos de riolita afírica, que varían en cuanto a su proporción de vesículas; y pómez blanca vesiculada. La química de la tefra proximal, de acuerdo con las muestras tomadas por Alfano *et al.* (2010), son homogéneas en cuanto a su contenido de vidrio. Los depósitos, además de la pómez y los granos de obsidiana, contienen fragmentos líticos de cristalinidad fina, composición riolítica, similar a la composición de los fragmentos juveniles. La densidad húmeda de los depósitos varía desde 1.3- 1.6 g/cm³. Algunas evidencias de removilización de capas superiores de tefra fueron observadas por Alfano *et al.* (2010), para el sector SE del volcán, donde las capas de tefra de mayor potencia se encuentran en el sector SE la cuenca del río Amarillo, con capas de hasta 23 cm, a 16 km del edificio volcánico (figura 3.3), (Major; Lara 2013), (Alfano *et al.* 2010).

Los 3 a >100 cm de tefra que cubrieron el valle del Río Chaitén, fueron saturados de agua por las lluvias persistentes ocurridas a pocos días del término de la fase explosiva de la erupción. Esto generó la desestabilización de los depósitos y un consecuente flujo de lahar que llenó la cuenca del río Chaitén de hasta 7 metros de sedimento. La respuesta aguda de la sedimentación a la infiltración de lluvias; además de la influencia de la topografía; aparentemente se debió al grosor del depósito y el tamaño fino de las partículas, que inhibieron la infiltración de las aguas, generando un flujo superficial. El lahar inicial fue gatillado por ~20 mm de lluvia en un lapso de aproximadamente 24 horas, con intensidades aparentes ≤ 3 mm/h, es decir, se requirió una cantidad moderada de lluvia para gatillar el fenómeno. Se calcula que alrededor de

un 15-40% del volumen de tefra total que fue depositado sobre el canal del Río Chaitén fue removilizado. Los factores responsables de la eficiencia de la removilización de tefra, dado un volumen moderado de lluvia, parecen ser el emplazamiento de una capara de tefra suficientemente gruesa con granulometría fina altamente impermeable, junto con las pendientes altas de las laderas del canal. El análisis de los depósitos sedimentarios del pueblo de Chaitén sugiere que los daños causados en el pueblo se generaron a partir de la agradación rápida de flujos hiperconcentrados prolongada en el tiempo, más que por un solo evento de lahar con alta concentración de sedimentos (Alfano *et al.* 2010), (Pierson *et al.*, 2012).

Además del lahar principal, se identificaron depósitos de aproximadamente 1 metro de espesor en los valles más profundos de la cuenca del río Michinmahuida, a más de 20 km de distancia desde el volcán. Estos depósitos fueron producto de la agradación repentina de aguas de inundación ricas en sedimentos. Este valle se encuentra topográficamente aislado del cráter del volcán Chaitén, por lo que no fue alcanzado por ningún flujo piroclástico, por lo que la fuente del material removilizado debe provenir de depósitos de caída. Existen varias evidencias de erosión de depósitos de tefra del sector de distancia media al volcán, por lo que este valle se considera susceptible a la generación de lahares secundarios, dada la rápida erosión de los depósitos recientes. Algunas plumas de PDC o corrientes de flujo piroclástico fueron identificadas en las quebradas al nor-oeste del volcán, donde se han observado anteriormente fenómenos como vegetación y muerte y caída de árboles, en las cercanías del edificio volcánico. La extrusión de un nuevo domo riolítico dentro de la caldera del volcán, que comenzó a formarse el 12 de Mayo del 2008 por lo que es posible inferir que los PDC asociados a la erupción se relacionan con el colapso de la columna eruptiva, más que con un colapso de domo. El mapa de las isópacas de la zona proximal del volcán se aprecia en la figura 2.4 (Alfano *et al.* 2010), (Lara *et al.* 2013), (Major; Lara., 2013).

3. MARCO TEÓRICO

3.1 Lahares Secundarios

Los lahares comúnmente son el primer tipo de peligro volcánico en afectar a las comunidades vulnerables, generalmente aledañas a algún canal colindante al edificio volcánico; y tienden a causar una enorme cantidad de daño a la infraestructura y la población. En general, son una clase de flujo de detritos que se origina en los flancos de los volcanes, arrastrando sedimentos compuestos de depósitos piroclásticos recientes y no consolidados. Estos flujos pueden transportarse hasta cientos de kilómetros corriente abajo desde un cono volcánico, y se componen principalmente de roca, ceniza y agua; con una consistencia similar a la del concreto húmedo. Existen, a grandes rasgos, dos tipos de lahares, subdivididos según el comportamiento reológico del flujo; los flujos de detritos son de grano grueso y alta viscosidad, con una concentración de sedimentos mayor al 60% sobre el volumen total. Los flujos hiperconcentrados contienen una mayor proporción de agua, tienen un comportamiento menos viscoso que un flujo de detritos, y más viscoso que una inundación. Su contenido en detritos es de entre un 20 a 60% sobre el volumen del flujo. La transición entre un tipo de flujo y otro es común, y la transformación desde un flujo hiperconcentrado a un *muddy stream flow*; que no se considera ya lahar sino inundación, por su baja concentración de detritos; ocurre con frecuencia en la naturaleza (Daag 2003), (Pierson *et al.*, 2013), (Amigo, 2013).

Los lahares secundarios típicamente se generan por infiltración de aguas lluvia, debido a la precipitación que sigue a la depositación de tefra u otros depósitos asociados a una erupción volcánica. Comúnmente se originan en cuencas de drenaje afectadas directamente por actividad volcánica, tanto durante los eventos eruptivos principales, como durante el período post eruptivo; con ocurrencias de lahares secundarios e inundaciones registradas en períodos de tiempo muy alejados de la erupción principal. Tal fue para el emblemático caso del Monte Pinatubo, Filipinas, donde luego de hacer erupción Pliniana en Junio del año 1991, sus flancos se vieron afectados por la ocurrencia de lahares secundarios e inundaciones; gatillados por infiltración de lluvia; por más de un año desde la erupción, en gran parte debido a cambios geomorfológicos provocados por la erosión continua, así como la agradación de sedimentos generada en los canales de drenaje aledaños al volcán (Volentik *et al.*, 2009), (Pierson *et al.*, 2013).

Todo sedimento suelto que es depositado en los flancos de un edificio volcánico; desde ceniza fina hasta productos piroclastos tamaño peñasco, pueden ser potenciales fuentes de generación de lahares. Los lahares que se originan de la infiltración por lluvias de estos sedimentos inicialmente remobilizan partículas finas (desde arcillas hasta gravas), y a medida que avanza el flujo, se agradan partículas de mayor tamaño. Normalmente una cuenca de drenaje está expuesta a cierto grado de erosión ambiental, dependiendo de variables tales como el tamaño de la cuenca, la pendiente del terreno, el largo de la quebrada, la cubierta vegetal, abundancia de material suelto erosionable, capacidad de infiltración de agua, cohesión y resistencia del suelo; así como su tamaño de grano. El agente de la erosión, ya sea por lluvia, derretimiento de nieve o liberación de cuerpos de agua, tendrá una gran influencia sobre el volumen del material remobilizado. Dado que el momento de ocurrencia de un flujo de lahar es hasta el momento impredecible, y trabajar con flujos activos es muy difícil así como peligroso, la mayor parte del conocimiento sobre lahares obtenido hoy en día se infiere a partir de los depósitos que estos han dejado. Los precedentes que anteceden la ocurrencia de lahares secundarios por infiltración de lluvia hacen referencia tanto a la generación de estos mediante mecanismos gatilladores, como al comportamiento del flujo de estos; el presente estudio se enfocará en el primer fenómeno (Daag, 2003).

La generación de lahares, ya sea por causas primarias o secundarias, requiere de una serie de factores claves: 1) una fuente de agua, ya sea por lluvia, fuentes glaciares, hidrotermales; 2) depósitos no consolidados de material piroclástico; 3) pendientes elevadas 4) mecanismos gatilladores de la removilización. Los mecanismos gatilladores de lahares, a su vez, son diversos. Algunos ejemplos documentados son las lluvias intensas, la liberación de cuerpos de agua por falla o rupturas asociadas a sismos o erupciones del volcán, derretimiento de nieve debido al calor hidrotermal o calor proveniente de productos volcánicos expulsados (lava, flujos piroclásticos), o deslizamientos y avalanchas producidas por gravedad o actividad sísmica. Cuando un flujo de agua se infiltra en los sedimentos piroclásticos sueltos y fácilmente erodables de los flancos volcánicos de alta pendiente, los canales incorporan fácilmente el material suelto, que luego agrada hasta formar un flujo de detritos o flujo hiperconcentrado. El material piroclástico al ser incorporado al flujo por agradación, aumenta el poder erosivo del flujo, incorporando una cantidad aún mayor de material. Dado que la agradación de material es clave a la hora de generar un lahar, la generación de este depende fuertemente de la fuente de agua como del material piroclástico disponible y sus características, que determinarán si podrá ser movilizad o incorporado en un flujo. Para generar uno de estos flujos, debe existir un equilibrio entre la cantidad de agua y la cantidad de material agregado al flujo. De esta manera, si la cantidad de agua es demasiado grande, el flujo resultará en una inundación más que en un lahar. El agua incorporada debe mezclarse con sedimento de tamaño fino para

generar un fluido de alta densidad, que permita arrastrar y transportar grandes cantidades de lodo agua, sedimento y roca suelta. Dado que los sedimentos ricos en arcillas no son comunes en los flancos de edificios volcánicos activos, además de ser resistentes a la erosión, los lahares inducidos por infiltración de agua dejan depósitos pobres en arcillas (menos de un 5%). Las partículas de tamaño fino suspendidas le otorgan al flujo la densidad adecuada para suspender y transportar gravas de gran tamaño (Sigurdsson *et al.*, 2000), (Daag, 2003), (Schmincke, 2004), (Lockwood y Hazlett, 2010).

Luego de casi cualquier erupción volcánica que genere una intensa depositación de ceniza y productos piroclásticos, la erosión masiva de estos sedimentos va a continuar su curso varios años luego de la erupción principal. Los lahares secundarios suelen provocarse no solo en el marco de una erupción en curso, sino además en períodos de quietud volcánica, o incluso años después de la ocurrencia de una erupción. Los lahares resultantes suelen provocar una destrucción incluso mayor a los efectos de la erupción misma, como fue en el caso del pueblo de Chaitén, región de Aysén, erupción 2009. En particular, los lahares secundarios que deben su ocurrencia a caídas de lluvia intensas comúnmente ocurren luego de que erupciones piroclásticas depositen detritos sueltos, usualmente en forma de flujos piroclásticos o caída de ceniza que cubren las inmediaciones del edificio volcánico. Este tipo de lahar suele ser de una magnitud mediana a pequeña, pero de ocurrencia frecuente durante los meses de lluvia. La magnitud y frecuencia de este tipo de lahares es posible que incremente durante los meses o años que siguen la erupción primaria, como fue para el emblemático caso del Monte Pinatubo (Sigurdsson *et al.*, 2000), (Daag, 2003), (Schmincke, 2004), (Volentik *et al.*, 2009), (Lockwood y Hazlett, 2010).

En el marco de este estudio, el mecanismo de generación de lahares secundarios se va a centrar en la saturación de depósitos piroclásticos por aguas lluvia. A pesar que la mayoría de los lahares secundarios son generados por la caída de lluvias, y en general son de una magnitud menor a los generados por otros mecanismos gatilladores, la frecuencia de ocurrencia de estos es mucho mayor, especialmente en climas lluviosos como las zonas contempladas en este estudio. Uno de los ejemplos más connotados y documentados de lahares secundarios generados por infiltración de lluvias fueron los ocurridos después de la erupción del Monte Pinatubo, 1991. Otros casos, tales como el Mt. Kelud y el Merapi, también han sido documentados en Indonesia. La intensidad, la frecuencia y la duración de la caída de lluvias son el factor más crítico a la hora de controlar la generación del lahar y después de una excesiva cantidad de lluvia incluso se pueden generar lahares secundarios luego de décadas de la última erupción, como es el caso del volcán Casitas, Nicaragua, donde un huracán

provocó lluvias de 700 mm en 48 horas, resultando en una avalancha de aproximadamente 200.000 m³ que originó lahares flujo abajo (Daag, 2003).

Los lahares secundarios se van a generar principalmente en laderas de alta pendiente, luego de que las unidades de tefra se saturen por la infiltración de agua, reduciendo en gran medida la resistencia al cizalle de estas capas. Las lluvias intensas además provocan la saturación de material piroclástico suelto e inestable recién depositado, que lo vuelven susceptible al desplazamiento en masa a través de dos mecanismos: incrementando el peso del depósito; y generando un exceso de presión de poros. Para el caso particular del monte Pinatubo, la mayoría de los eventos laháricos se generaron por infiltración de aguas lluvias. La magnitud de los lahares se relacionó con la intensidad y la duración de las lluvias, así como al volumen y tipo de material erosionado, y la ocurrencia de lluvias anteriores y condiciones hidrográficas del sitio. Para los casos en que los depósitos se encuentren previamente en condiciones no saturadas, una lluvia intensa y de corta duración no generará un lahar; en cambio, bajo condiciones saturadas, una caída de lluvia ligera será suficiente para iniciar un lahar. Los valores de volumen de lluvia caída suficientes para generar un lahar varían entre los 0,2 mm/min hasta los 0,4 mm/min, durante un período de al menos 30 minutos. Estas observaciones fueron realizadas durante los dos primeros años luego de la erupción de 1991 del Monte Pinatubo, donde la cantidad e intensidad de lluvia necesarias para la generación de lahares secundarios aumentó con el agotamiento de las fuentes de sedimento y la estabilización de las condiciones de los canales. Para el año 1997, generar un lahar secundario por infiltración de lluvia requirió de una caída de lluvia de 0,6 mm/min, sostenida durante 30 minutos (Daag, 2003), (Volentik *et al.*, 2009).

Las caídas intensas de lluvia en climas boscosos, tales como los presentados en este estudio, por lo general son capturadas por los suelos ricos en vegetación y lentamente percoladas o evaporadas al ambiente. Sin embargo, cuando una erupción violenta arrasa con la vegetación y deja depósitos piroclásticos expuestos, estos suelen generar cortezas poco permeables que provocan escorrentía de aguas, produciendo inundación. Un modelo que toma en cuenta este fenómeno es el de Yamakoshi *et al.* (2005). Este se enfoca en la generación de lahares secundarios donde se acumulan depósitos de caída de granulometría muy fina, ya que esta creará una capa impermeable, facilitando la escorrentía de agua. Este fenómeno puede gatillar la generación de lahares incluso en depósitos de bajo espesor y por ende con poca carga de sedimentos, generando flujos hiperconcentrados; como los observados en las cercanías del Chaitén; tal como en el caso planteado por Pierson (2009). Este modelo se ha aplicado en la investigación de los casos del monte Miyakejima en Japón, así

como para el monte Pinatubo en Filipinas, donde se han generado mapas de riesgo a partir de la capacidad de infiltración de las capas, controlada por el tamaño de las partículas (Daag, 2003), (Volentik *et al.*, 2009).

3.2 Factor de Seguridad

Los lahares secundarios generados por infiltración de lluvia se pueden estudiar a partir de diferentes modelos empíricos, enfocados en aristas diferentes del fenómeno. El caso de los modelos propuestos por Daag (2003) y Yamakoshi *et al.*, (2009) (escorrentía superficial), y Iverson (2000) (fallamiento de laderas), se refieren a la generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia, y no específicamente al desarrollo del flujo; como es el caso de modelos ampliamente utilizados, como LAHARZ (Schilling, 1998); que si bien predice áreas de inundación del flujo, asume la generación de estos como un dato inicial del modelo. El modelo de Yamakoshi *et al.* (2005), y el de Daag (2003), proponen un mecanismo de generación a partir de la acumulación de depósitos de caída de granulometría muy fina, ya que esta va a crear una capa impermeable que facilita la escorrentía de agua. Este fenómeno puede gatillar la generación de lahares incluso en depósitos de bajo espesor y por ende con poca carga de sedimentos, generando flujos hiperconcentrados como los observados en las cercanías del volcán Chaitén, tal como en el caso planteado por Pierson (2013). Este modelo se ha aplicado en la investigación de los casos del monte Miyakejima en Japón, así como para el monte Pinatubo en Filipinas, donde se han generado mapas de riesgo a partir de la capacidad de infiltración de las capas, controlada por el tamaño de las partículas (Volentik *et al.*, 2009).

Para los casos de estudio de este trabajo, se trabajará con el modelo de Iverson (2000) de fallamiento de laderas, siguiendo la línea de los estudios realizados por Volentik *et al.* (2009) para el caso del Monte Pinatubo, y de Amigo (2013), para el caso del Volcán Hudson, región de Aysén; donde para este último se realizaron mapas de peligro de ocurrencia de lahares secundarios a partir de este modelo (figura 3.1).

El modelo de Iverson (2000) busca predecir la ocurrencia de removilización de laderas en depósitos no consolidados, basado en el fallamiento de depósitos piroclásticos a partir de una disminución de la resistencia al cizalle de estos, provocado por un aumento de la presión de poros del material al ser infiltrado y saturado por lluvia. El método fue construido a partir del modelo de ladera infinita y la ecuación de Coulomb. El fallamiento gravitacional incipiente de una ladera se describe con la

ecuación de Coulomb (Iverson, 1991). El criterio de Coulomb describe la resistencia al cizalle de un depósito a partir del ángulo de ruptura y dos características intrínsecas del depósito: la cohesión c y el ángulo de fricción interna β :

$$|\tau| = c + \sigma_n \tan \beta$$

, donde τ es la resistencia al cizalle, c es la cohesión del material, σ_n es el estrés normal, y β es el ángulo de fricción interna. Para aplicar esta ecuación, se debe suponer un modelo unidimensional de análisis de la estabilidad de una ladera infinita, el cual ignora todas las fuerzas que no actúan sobre planos paralelos a la superficie topográfica (figura 3.2).

La simplicidad con la que se puede trabajar con la ecuación anteriormente descrita, requiere asumir que les posible representar adecuadamente la mecánica del deslizamiento con un modelo de ladera infinita, que ignora todas las fuerzas no paralelas a la superficie topográfica; y que la resistencia del suelo depende de los parámetros de Coulomb, ángulo de fricción interna [β] y cohesión [c] (Iverson, 2000). Cabe mencionar que el modelo de ladera infinita es una aproximación que solamente se aplica a casos donde el espesor del depósito es mucho menor al área de la ladera.

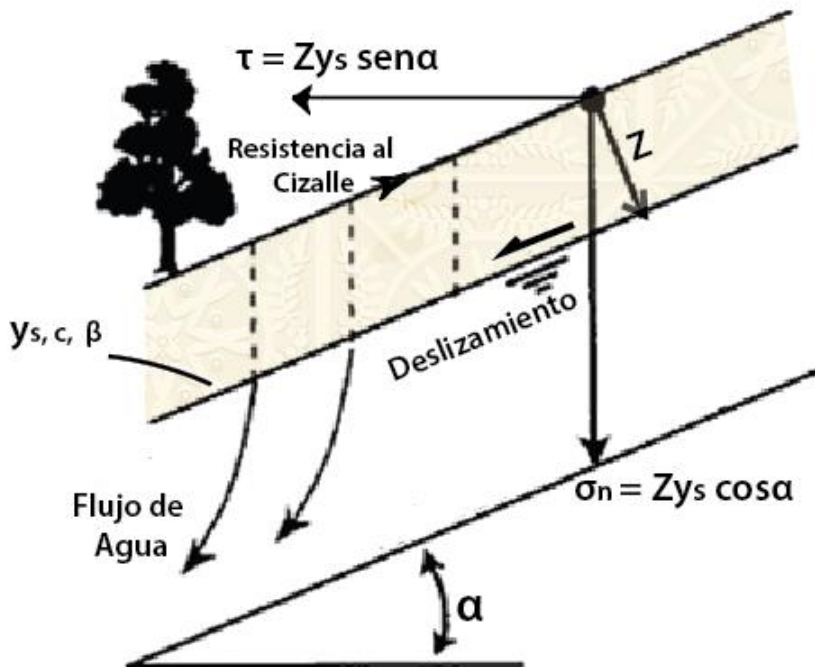


Figura 3.1: Modelo infinito de estabilidad de laderas, Iverson (2000), α representa la inclinación del plano de deslizamiento. Imagen extraída y modificada de Iverson, (2000).

La ecuación de Mohr-Coulomb, a su vez, se puede expresar como una razón entre las fuerzas resistivas y las fuerzas gravitacionales:

$$FS = \frac{\text{Fuerzas Resistivas}}{\text{Fuerzas Desestabilizadoras}} = \frac{c + \sigma_n \tan\beta \text{ (resistencia al cizalle)}}{|\tau| \text{ (tensión de cizalle)}}$$

En tal caso, la expresión FS se denomina factor de seguridad, y predice el fallamiento de la ladera para valores de FS menores o iguales a 1.

A partir de un diagrama de fuerzas, los valores de resistencia al cizalle y estrés normal se pueden expresar como $\tau = -Z\gamma_s \sin\alpha$ y $\sigma_n = Z\gamma_s \cos\alpha$, donde Z es el espesor de la capa, γ_s es el peso específico del depósito saturado y α es la pendiente de la superficie (Volentik *et al.*, 2009):

$$FS = \frac{c}{Z\gamma_s \sin\alpha} + (1 - \gamma_w/\gamma_s) \frac{\tan\beta}{\tan\alpha}$$

La ecuación anterior no contempla el caso de un flujo transitorio no estático, para el cual debe agregarse un efecto transitorio de presión de poros que depende del tiempo. Dado que este trabajo solo evaluará la ocurrencia de lahares y no el comportamiento de los flujos, se utilizará la versión estática del modelo de Coulomb, donde el efecto del aumento de la presión de poros por saturación va incluido en la sumatoria de estreses (Iverson 2000).

Para calcular adecuadamente el FS de un depósito real, se debe contar con una estimación del volumen y espesor de las capas en cuestión, la densidad del depósito in situ, y los datos de pendiente y elevación de las cuencas por evaluar. La ecuación descarta la existencia de flujos subterráneos paralelos de agua, ya que el efecto de estos es despreciable para el caso de infiltración por lluvias. Si se conoce un espesor aproximado y la densidad del depósito, (además de los parámetros físicos c y β), el FS se puede calcular para cualquier profundidad, donde el Z es determinado por la profundidad a la cual se genera primero la ruptura (Iverson, 2000). Un ejemplo del cálculo del FS aplicado a una zona de peligro es el mapa de FS de la zona del Volcán Hudson, realizado por Amigo (2013), (figura 3.2)

Los valores de β y c en general se obtienen a partir de bases de datos empíricas. En los trabajos anteriores donde se ha utilizado la herramienta del FS para estimar la generación de lahares secundarios (Amigo, 2013), (Volentik *et al.*, 2009), los

valores de β y c son estimados en 35° y 1000 kg/m^2 , respectivamente. El γ_w , por su lado, se considera como $2 \times \gamma_s$, donde el γ_s se calcula asumiendo que la densidad del depósito es igual a la del agua. Dado que el principal objetivo de este trabajo es obtener valores medidos de estos parámetros para los depósitos muestreados en particular, estos serán medidos de una manera precisa a través ensayos de corte directo.

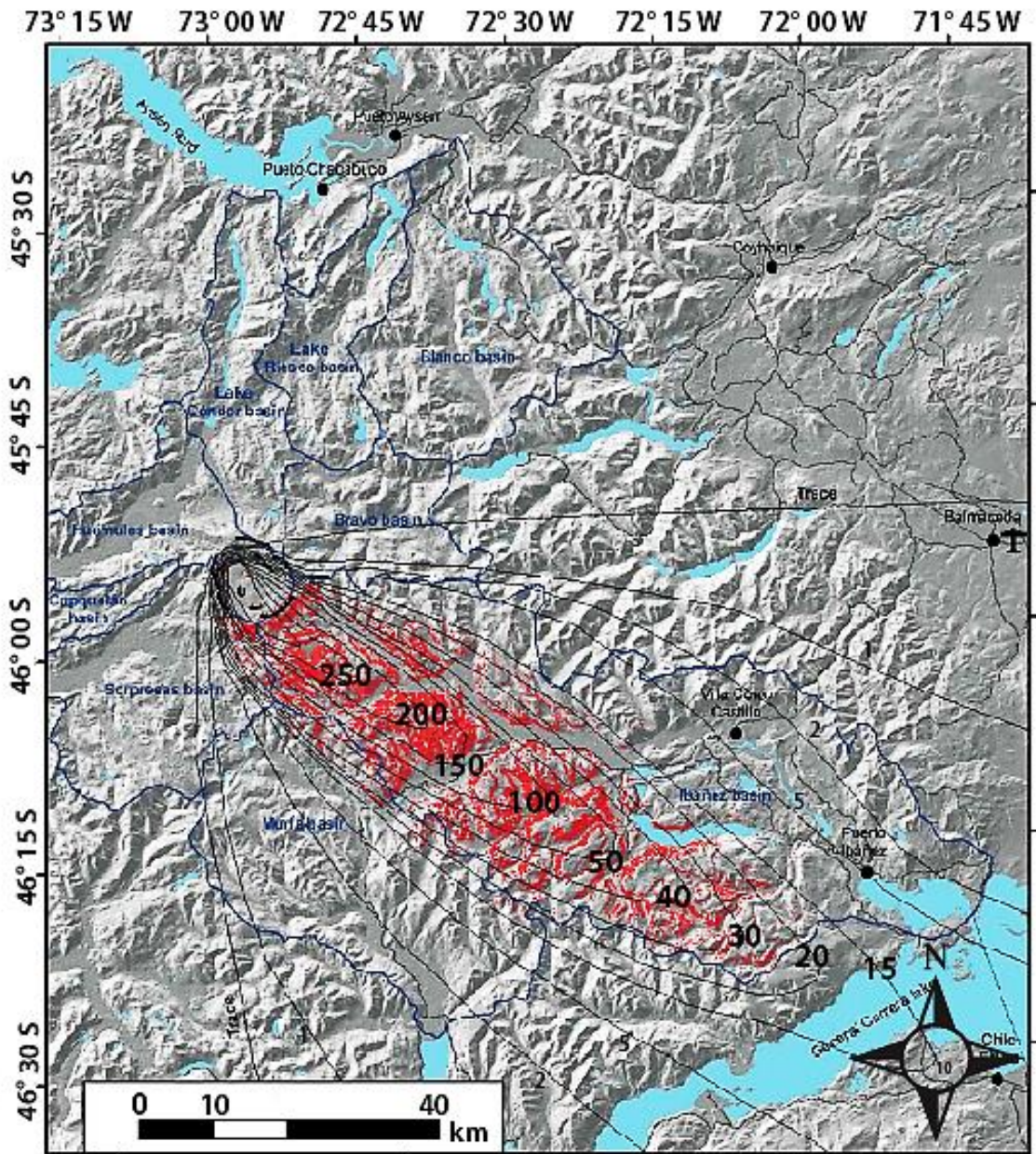


Figura 3.2: Áreas de peligro de removilización de tefra asociada a los depósitos de la erupción del Volcán Hudson, 1991; construido a partir del modelo de Iverson (2000); basado en el trabajo de Volentik *et al.* (2009). Imagen extraída y modificada de Amigo, (2013).

El factor de seguridad es una simplificación del fenómeno real fallamiento de laderas, al cual le hace falta tomar en cuenta fenómenos importantes a la hora de describir el fallamiento de una ladera; como la influencia de la granulometría y la rugosidad del material sobre los valores de cohesión $[c]$ y ángulo de fricción interna $[\beta]$ de un material. Otros factores no intrínsecos al material, como las variaciones locales de la pendiente y la cubierta vegetativa de sitios particulares, que afectarían la manera en que el agua se infiltra e interactúa con en el depósito, de igual modo deben ser tomados en cuenta para una descripción acabada del fenómeno. Aun así, el FS es una herramienta útil como primera aproximación, para acotar zonas de riesgo de generación de lahares, y los efectos anteriormente mencionados sobre el FS quedan propuestos como tema de discusión para este estudio.

3.3 Parámetros del FS

Hasta ahora, en los estudios de peligro de Volentik *et al.* (2009) y Amigo (2013), los valores de ángulo de fricción interna $[\beta]$ y cohesión $[c]$ necesarios para completar la ecuación de Coulomb han sido estimados, sin tener mediciones reales de estos valores para depósitos piroclásticos. Dado que estos valores son posibles de obtener mediante métodos empíricos, en esta sección se hará una revisión de la definición de estos, así como de los métodos para obtenerlos en laboratorio, dado uno de los objetivos principales de este estudio es evaluar si los parámetros $[\beta]$ ángulo de fricción interna y $[c]$ cohesión tienen un rol determinante a la hora de determinar el FS en función de la generación de lahares secundarios por infiltración.

La envolvente de ruptura o línea de resistencia intrínseca (figura 3.3) es la curva que resulta de graficar la resistencia al cizalle $[\tau]$ en función del esfuerzo normal $[\sigma_n]$. Es decir, esta curva otorga el valor de la máxima tensión tangencial aplicable a un determinado plano de falla, para cada valor de la tensión efectiva normal aplicada sobre dicho plano. La envolvente separa los estados posibles del sistema, donde el estado post fallamiento se ubica por encima de la recta (es decir, esta configuración de esfuerzos es imposible sin provocar el fallamiento del plano, ya que no es compatible con la resistencia del suelo). Los puntos debajo la recta representan una configuración posible de esfuerzos, y los puntos que caen sobre la recta son las configuraciones donde ocurre la ruptura. La recta envolvente es la que entregará los valores de β y c reales de los depósitos sometidos a ensayo; y corresponden a la pendiente de la recta, y al valor de la intersección de la recta con el eje de las abscisas, respectivamente.

Para construir la envolvente es necesario obtener al menos tres valores de τ en función de σ_n . Los valores para construir la recta envolvente se obtendrán a partir de los gráficos de tensión/deformación $[\tau/\varepsilon]$ horizontal de cada muestra, obtenidos de los ensayos de corte realizados para tres tensiones verticales constantes $[\sigma]$ diferentes. De esto, se obtienen valores de resistencia de corte peak y residuales, y ambos darán origen a rectas envolventes diferentes, que describirán los dos estados. La pendiente de la recta envolvente peak debe superar a la de la recta residual, ya que el ángulo de fricción interna de un suelo es máximo en el momento del corte (Lambe y Whitman, 1969).

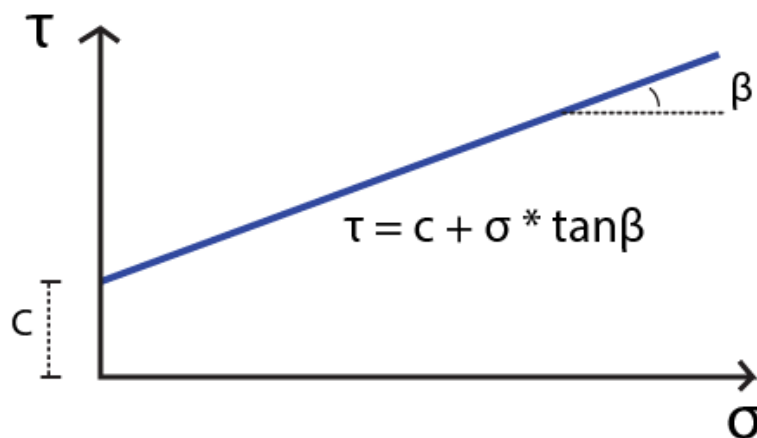


Figura 3.3: Gráfico de la envolvente de ruptura. β está representado por la pendiente de la recta, y c por el valor de la intersección de la recta en el eje y .

Los ensayos de resistencia al corte que se realizarán en laboratorio tienen por objetivo obtener los parámetros necesarios para calcular una relación de Coulomb experimental FS para cada uno de los depósitos en estudio. Con el fin de determinar la resistencia al cizalle de la muestra, y a través de esta sus parámetros físicos, se pueden realizar dos tipos de ensayos, el ensayo de corte directo y el ensayo triaxial. En ambos casos, el objetivo final es construir la envolvente de falla del suelo (figura 3.3).

Para realizar un ensayo de corte directo, se prepara la muestra de suelo dentro de una caja de ensayo de sección cuadrada, que divide el material en dos secciones horizontales. La caja luego se somete a una carga vertical σ_n de confinamiento o de esfuerzo normal constante; y otra horizontal o de esfuerzo de corte $[\tau]$, que se aplica de manera creciente (figura 3.4). Con esto, el material será sujeto a deformación, ya que la carga de esfuerzo va a generar el desplazamiento de una de las mitades de la caja,

provocando la ruptura de la muestra en el plano determinado por la división de las cajas. La carga se aplica de manera tal de lograr una deformación horizontal constante de la caja de ensayo. El esfuerzo de corte se calcula dividiendo la fuerza medida en cada instante, por el área de la caja de corte, a través de la ecuación:

$$\tau[\text{MPa}] = \frac{\tau_i[\text{kg f}]}{A[\text{cm}^2]} * 0.1$$

Donde τ_i es la carga de la caja medida en cada instante, y A es el área de la caja. A medida que avanza el ensayo, el área de la caja $[A]$ expuesta a roce disminuye, por lo que se debe realizar una corrección a este valor, que va a depender de la velocidad de la deformación.

A la hora de realizar este ensayo, es importante controlar la velocidad en que se aplican las tensiones tangenciales. Dado que la máquina no permite medir la presión de poros para cada instante, es necesario realizar en ensayo de forma drenada, con lo que se mantiene una presión de poros constante igual a 0. La base permeable de la caja permite ir disipando el exceso de presión de los fluidos, siempre y cuando la velocidad sea suficientemente pequeña para que los fluidos escapen.

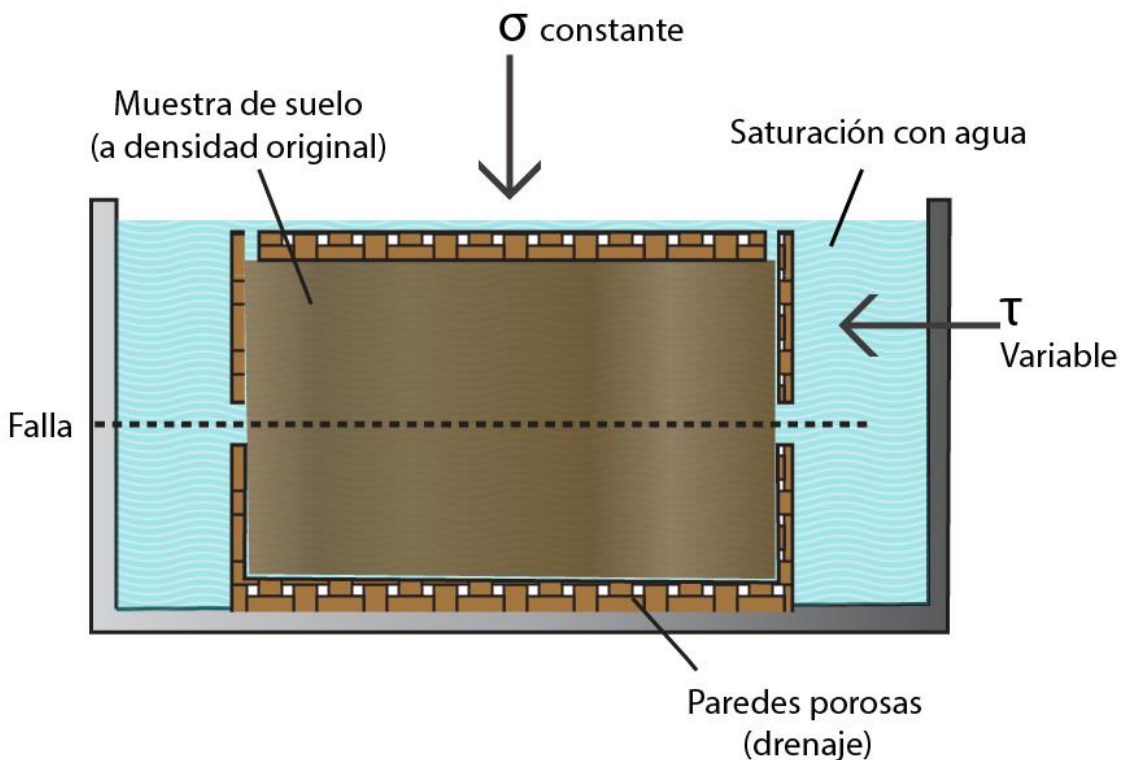


Figura 3.4: Esquema del aparato de corte directo, en el cual se realiza ensayos drenados y saturados.

Al aplicar el esfuerzo horizontal de manera creciente, se van midiendo las deformaciones en el eje horizontal para distintos instantes. Con estos valores de la deformación es posible graficar la tensión de corte $[\tau]$ en función de la deformación horizontal unitaria $[\epsilon]$. Par esto, se mide la deformación horizontal unitaria $[\epsilon]$ en intervalos, obteniendo un gráfico con la forma ejemplificada en la figura 3.5, donde se muestran las curvas típicas para el caso de una arena densa, y para el caso de una arena suelta (Lambe y Whitman, 1969), (González de Vallejo et al., 2004).

La tensión tangencial siempre aumenta a medida que aumenta el desplazamiento de la caja, hasta alcanzar la tensión de corte peak $[\tau_p]$. A mayor tensión efectiva normal aplicada al ensayo, mayor será el valor de la tensión de corte, ya que el suelo aumenta su rigidez con el nivel de tensiones. La curva que representa la arena densa presenta una tensión de corte máxima, y otra residual (donde la curva se estabiliza). En estos casos, se debe construir una envolvente de falla para ambas tensiones, peak y residual (González de Vallejo et al., 2004).

Otra información que se obtiene a partir del ensayo de corte directo es la deformación vertical de la caja en relación a la deformación horizontal. Dado que la deformación horizontal es forzada y constante en una sola dirección, la deformación vertical es la que va a variar en su comportamiento según las propiedades del suelo. Cuando un suelo es sometido a una tensión horizontal en aumento, manteniendo la tensión vertical constante, se puede comportar de dos maneras; contractante, en cual caso las partículas se acomodan al estrés rompiéndose y perdiendo volumen en el eje vertical; y dilatante en cual caso las partículas se acomodan montándose unas sobre otras, aumentando el volumen en la dirección del eje vertical (ver figura 3.5), (González de Vallejo et al., 2004). Esta condición se cumple para la mayoría de los suelos arenosos, habiendo excepciones para otros tipos de suelos, en particular para suelos arcillosos, de naturaleza expansiva.

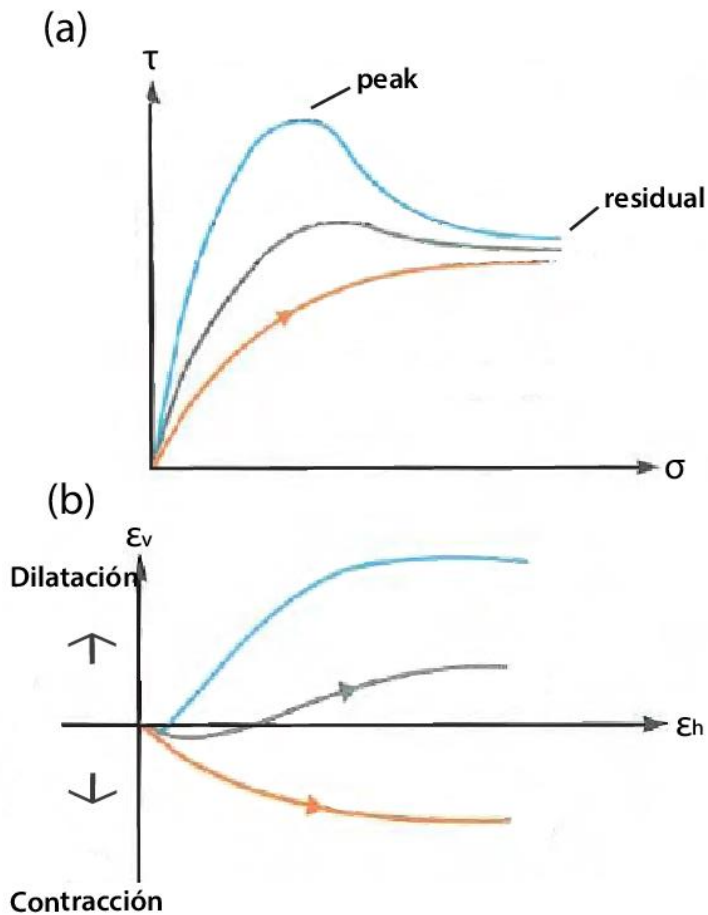


Figura 3.5: (a) curvas típicas de un gráfico de tensión/deformación horizontal obtenido de un ensayo de corte. Para los casos de una arena densa y una arena suelta. (b) Curvas típicas de la deformación horizontal vs la vertical, donde los valores positivos de las abscisas representan dilatación, y los negativos, contracción.

Algunas limitaciones asociadas a este tipo de ensayo son que la superficie de la rotura es obligada, y la distribución de las tensiones en la superficie de corte no son uniformes. El área de contacto del plano de corte, además, disminuye a medida que se desplaza horizontalmente la sección superior de la caja. Ya que este ensayo se realiza de manera drenada, no es posible obtener un valor para la presión de poros de las muestras, pero dado que el enfoque de este trabajo es realizar los ensayos de corte para obtener un valor experimental de la cohesión [c] y ángulo de fricción interna [β] del material, y estos valores se pueden obtener directamente de la envolvente de ruptura sin necesidad de incluir la presión de poros en el gráfico, no habría mayor inconveniente en excluir el factor presión de poros al realizar el ensayo (González de Vallejo *et al.*, 2004).

3.3.1 Cohesión

La cohesión de un material es la componente de la resistencia al cizalle que es independiente de la fricción entre las partículas, y que por lo tanto no depende de la carga aplicada. De esta manera, si la carga sobre las partículas es cero, aun así existirá una resistencia al cizalle cohesiva que mantendrá las partículas unidas. La cohesión, por lo tanto, no está dada por el roce entre las partículas, sino por atracción química entre las fracciones de menor tamaño de un suelo. Los suelos más cohesivos suelen tener alto contenido de arcillas y partículas finas, donde las arcillas en particular ejercen una atracción cohesiva entre sus planos. A un mayor contenido de arcillas, mayor cohesión tendrán los suelos. Cada partícula de un suelo tiene una carga eléctrica en su superficie que atrae a otras partículas, y que a su vez, atraen con mayor o menor fuerza a moléculas de agua. Esta propiedad se relaciona directamente con la plasticidad (ver límites de Atterberg), que es la propiedad macroscópica a través de la cual los suelos mantienen su consistencia, antes de comportarse como un fluido, en un extremo, y como un sólido frágil, en el otro extremo. Para el caso de suelos no plásticos, al saturar un suelo se pierden las propiedades cohesivas, por lo que la cohesión medida en el caso de un suelo saturado será una aparente, o un efecto dado por la humedad de la muestra, en el caso de suelos con alto contenido en limos (Lambe y Whitman, 1969), (González de Vallejo *et al.*, 2004).

Los valores referenciales para la cohesión residual de los suelos fluctúan entre los 200 [kg/m²] para suelos limosos, y 5000 [kg/m²] para arenas arcillosas. Para los casos de estudio realizados por Volentik *et al.* (2009) y Amigo (2013), se utilizó un valor estimado de cohesión de 1000 [kg/m²].

3.3.2 Ángulo de Fricción Interna

La fricción interna es la fuerza que se resiste a la deformación o al desplazamiento entre las partículas, generada por el rozamiento entre ellas. Esta depende directamente de la fuerza normal aplicada sobre el material, y también depende del coeficiente de fricción estática. Este último es una propiedad intrínseca del material, ya que se relaciona con la fuerza máxima aplicada sobre este, antes de generar ruptura o movimiento relativo entre las partículas. El ángulo de fricción interna es una expresión geométrica de esta última propiedad, ya que representa el ángulo en el que se generará el plano de ruptura provocado por esta fuerza (ver figura 3.6). La relación entre el coeficiente de fricción estática y el ángulo de fricción interna efectivo

está dada por la expresión $\tan(\beta)$ (Lambe y Whitman, 1969), (González de Vallejo *et al.*, 2004).

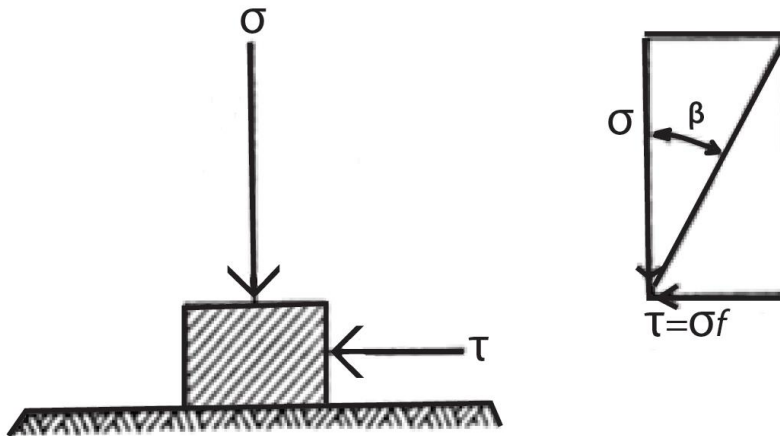


Figura 3.6: Definición gráfica de ángulo de fricción interna.
Figura extraída de Soil Mechanics, Lambe y Whitman (1969)

El ángulo de fricción interna va a depender de la carga, no solamente por el efecto de la fuerza normal aplicada, que controla la magnitud de la fricción, sino también por el grado de compactación que alcanza el material a medida que le aplica la fuerza. El ángulo de fricción máximo β es una propiedad intrínseca del material que depende fuertemente de la relación de vacíos que existió previamente a la aplicación del estrés. El ángulo de fricción interna alcanza su valor máximo para una configuración dada de relación de vacíos en el momento del corte. Esta es la propiedad que se mide a través de los ensayos y no requiere de la compactación previa del material. Para medir el ángulo de fricción interna efectivo β' propio de un suelo, sin que este dependa de una carga externa, se debe realizar un ensayo de corte una vez alcanzada la compactación máxima del suelo. En estas condiciones, el suelo se deformará sin cambiar su volumen. Este estado de compactación máxima se conoce como condición última o crítica, y si es que la muestra se encontrara en su estado de máxima compactación, el ángulo de fricción máximo β tendría el mismo valor que el ángulo de fricción interna efectivo β' . Luego de someter al suelo a un *strain* considerable, tanto el stress desviatorio como la relación de vacíos alcanzan valores independientes de la relación de vacíos inicial. Cuando la arena es sometida a *strains* muy grandes, es más conveniente usar el β' en el modelo de ruptura. Al menos que el suelo esté muy suelto, β' será menor que el β antes de someter el suelo a su compactación máxima. Para efectos de este estudio, en el que se trabajará con depósitos sueltos, se restringirá el uso del ángulo de fricción interna al β sin compactación (Lambe y Whitman, 1969), (González de Vallejo *et al.*, 2004).

Los rangos de ángulo de fricción interna β esperables dependen del tipo de suelo en cuestión; para arena suelta se esperan valores de entre 25 y 35°. En los trabajos de Volentik *et al.* (2009) y Amigo (2013), se estimó en 35° para sedimentos piroclásticos.

3.3.3 Densidad, Contenido de Humedad y Peso Específico

Para realizar ensayos de corte directos a las muestras de suelo, es necesario conocer la densidad $[\rho]$ de los depósitos, para preparar la muestra dentro de la caja de corte lo más similar a las condiciones in situ del depósito. Además, los valores de la densidad, así como del contenido de humedad, se utilizan indirectamente dentro de la ecuación del FS, para obtener el peso específico saturado $[\gamma_s]$ de la muestra. Para el caso de los trabajos de Volentik *et al.* (2009) y Amigo (2013), la densidad del depósito se asumió como 1 g/cm³, es decir, la misma densidad del agua. De igual manera, se asumió que el peso unitario correspondiente al depósito cumplía la relación $\gamma_s=2\gamma_w$, donde γ_w es el peso unitario del agua. Para efectos de este trabajo, se procurará obtener una densidad aproximada y contenido de humedad de los depósitos, y así calcular un γ_s particular para cada una de las muestras.

La densidad $[\rho]$ es fácil de medir, mediante el peso de un volumen fijo que ocupa el depósito. Sin embargo, el método para medir (que se discutirá en la sección 5.1) está sujeto a variaciones y errores.

El contenido de humedad $[w]$ de las muestras está definido por la relación

$$w = \frac{\text{peso humedad} * 100\%}{\text{peso seco}}$$

, y se expresa en [%], donde el peso de la humedad de la muestra se obtiene a partir de la diferencia de peso entre la muestra húmeda y la muestra seca.

El peso específico de un suelo se define como $\gamma_t=\rho * g$, donde g es la aceleración de gravedad. En este trabajo, se hará una distinción entre el peso específico $[\gamma_t]$ de una muestra seca, y el peso específico $[\gamma_s]$ de una muestra saturada, dado que a la última se le suma el peso del agua agregada hasta obtener la saturación completa, que puede variar respecto al contenido de agua de la muestra en su estado natural. Para efectos de calcular el FS de los depósitos que contempla la infiltración por lluvias, se utilizará el γ_s , es decir, se medirá el peso específico de la muestra luego de la saturación.

3.4 Curvas Granulométricas

El análisis granulométrico de un suelo consiste en determinar la proporción relativa en peso de las diferentes familias de tamaño de grano. Estos grupos de tamaño se obtienen pasando la muestra por una serie de mallas de tamizaje, que separan al suelo en rangos de tamaño. Los datos obtenidos del análisis granulométrico se presentan en un gráfico semilogarítmico de porcentaje acumulativo (figura 3.7), desde el cual es posible leer los valores percentiles directamente de las curvas; y en un gráfico de porcentaje no acumulativo, para el cual la representación visual revela el rango de tamaños de grano de la distribución, así como su carácter modal. Ambos gráficos facilitan el análisis granulométrico al otorgar valores descriptivos claves para la descripción sedimentológica y geotécnica de las muestras.

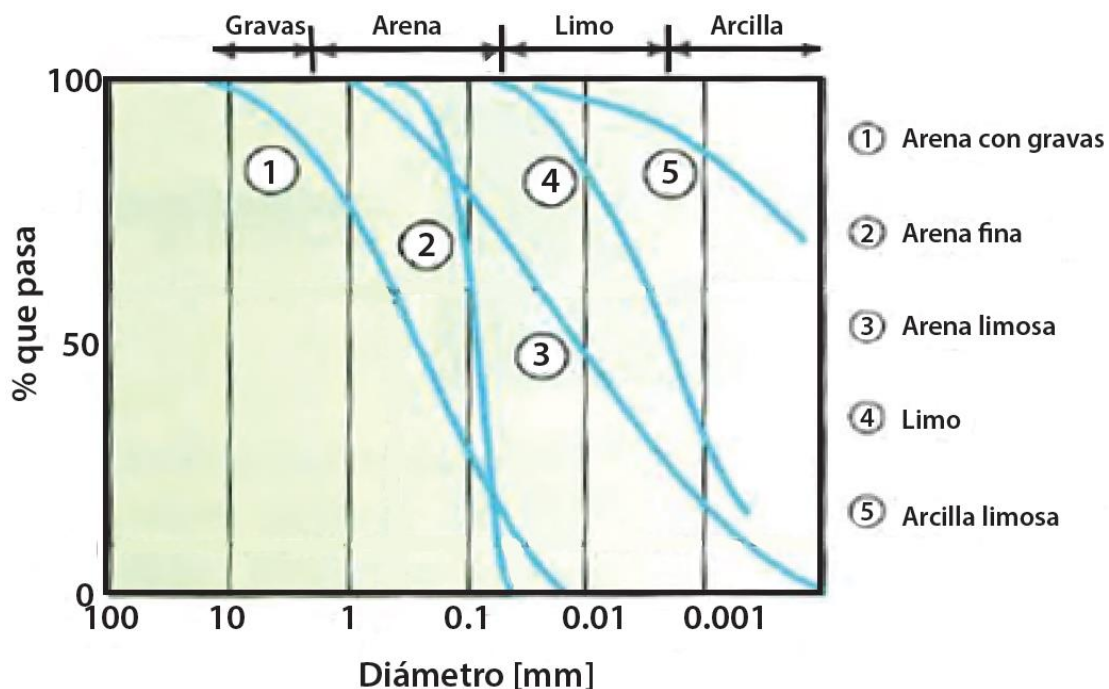


Figura 3.7: Ejemplo de un gráfico de curvas granulométricas acumulativas, donde se muestran curvas típicas para cinco tipos de suelo. Extraído y modificado de González de Vallejo *et al.* (2004).

La precisión de la distribución dada por las curvas granulométricas de un suelo es mayor cuando se trata de suelos de grano grueso. Esto porque la separación mecánica de los granos a través del tamizaje es un procedimiento más confiable que la separación de la fracción de finos mediante el hidrómetro; entregando una distribución más parecida a la realidad de la muestra en terreno. Además, el comportamiento

mecánico de suelos no cohesivos comunmente se relaciona a la distribución de las partículas, mientras que el de suelos cohesivos no muestra en general tal correlación, sino que depende mayormente de propiedades que se realcionan con su historia geológica y estructura de las mismas partículas. A pesar de las limitaciones, las curvas granulométricas realizadas a partículas de tamaño fino sí se relacionan con ciertas propiedades mecánicas del suelo como la capilaridad y la permeabilidad. Estas relaciones se tomarán en cuenta solo si el porcentaje de partículas finas de una muestra partúcuual supera el 10% (Lambe y Whitman, 1969).

3.5 Coeficientes de Uniformidad y Curvatura

La curva granulométrica acumulativa de un suelo otorgará los diámetros característicos D_x , que se refieren al diámetro D de las partículas por el cual pasa el porcentaje x en peso del material. El D_{10} es el diámetro efectivo del suelo; del que depende su permeabilidad; según la clasificación unificada de los suelos USCS. El valor de D_{10} junto con el D_{60} definen el coeficiente de uniformidad C_U , obtenido de la expresión $C_U = D_{60}/D_{10}$. Este valor entrega un valor cuantitativo de cuán bien seleccionada estará la muestra, y cuando este valor es menor a 2, se considera el suelo como uniforme o bien seleccionado. El coeficiente de curvatura $C_C = D_{30}^2 / (D_{10} * D_{60})$ se define por la forma que presenta la curva granulométrica entre el D_{60} y el D_{10} , e indica cuan presentes están los tamaños comprendidos entre estos diámetros en la muestra. Un valor entre 1 y 3 es indicador de un suelo bien graduado, es decir, con una representación significativa en todas las familias intermedias de tamaño (Lambe y Whitman, 1969), (González de Vallejo *et al.*, 2004).

Otros parámetros por calcular serán los correspondientes a un análisis sedimentológico; para el caso de depósitos volcánicos, las partículas se clasifican como lapilli, de entre 2-64mm de diámetro, que pueden llegar a formar tefra de lapilli. A las partículas menores a los 2mm de diámetro se les denomina ceniza vítrea, pudiendo estas trasladarse grandes distancias por medio de vientos, formando depósitos de tefra. La ceniza vítrea se compone principalmente de vidrio volcánico, que al vesicularse debido a burbujas de aire atrapadas en el proceso de enfriamiento de este, originan una textura pumícea. El vidrio volcánico típicamente se encuentra en toda clase de material volcánico, y comúnmente forma fragmentos aciculares con fractura concoidal. El tamizaje que aporta información a un análisis sedimentológico normalmente se usa solamente para suelos con partículas predominantes tamaño arena. Las fracciones de tamaño separados, además de pesarse y clasificarse en curvas granulométricas, son analizadas con lupa para determinar su forma y composición; en particular su grado de

redondeamiento y esfericidad (González de Vallejo *et al.*, 2004), (Lockwood y Hazlett, 2010).

3.6 Propiedades Sedimentológicas

Para realizar una clasificación sedimentológica según tamaño de grano, típicamente se utiliza la escala semilogarítmica de Udden-Wentworth (ver tabla 3.1), donde $\phi = -\log_2 d$, siendo d =diámetro de la abertura de malla en [mm]. Esta escala se representa en las ordenadas del gráfico acumulativo de porcentajes, desde el cual se obtienen parámetros sedimentológicos como la selección, la simetría y la curtosis de las curvas. Los valores percentiles son los valores de ϕ_x que corresponden a ciertos valores en porcentaje de la curva acumulativa, de manera análoga a los D_x . Los valores cuartiles son los ϕ que corresponden a el 25%, 50% y 75% de la curva acumulativa, y se denominan Q_1 , Q_2 y Q_3 respectivamente, donde el valor de Q_2 corresponde a la media de la distribución (Nichols, 2009), (Le Roux, s.p.).

Escala Udden-Wentworth	mm	ϕ
Peñascos	>256	-8
Gravas	>64	-6
Guijarros	>4	-2
Gránulos	>2	-1
Arena muy gruesa	>1	0
Arena gruesa	>0.5	1
Arena media	>0.25	2
Arena fina	>0.125	3
Arena muy fina	0.0625	4
Limo	0.0039	8
Arcilla	<0.0039	

Tabla 3.1: Tabla sedimentológica de nomenclatura de los tamaños de grano y sus respectivos valores en la escala ϕ de Udden-Wentworth

La selección [σ] de una distribución está dada por la expresión $[(\phi_{84}-\phi_{16})/4] + [(\phi_{95}-\phi_5)/6.6]$, y se refiere al grado de uniformidad del tamaño de grano en una muestra; es decir; es una medida de la desviación estándar. La siguiente tabla (3.2) muestra los rangos establecidos para los cuales se define el grado de selección.

Comúnmente la arena tiene mejor sección que otras granulometrías, y el valor de la selección aumenta tanto con materiales más gruesos como más finos (Folk y Ward, 1957), (Nichols, 2009).

Selección (σ_ϕ)	Valor
Muy buena	<0.35
Buena	0.35 a 0.50
Moderada-buena	0.50 a 0.71
Moderada	0.71 a 1.00
Pobre	1.00 a 2.00
Muy pobre	2.00 a 4.00
Extremadamente pobre	>4.00

Tabla 3.2: Clasificación de la selección de una muestra según la escala de Udden-Wentworth (Folk & Ward, 1957).

La simetría ($S_{k\phi}$) de una distribución (tabla 3.3) está dada por la expresión $[\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}] / [2(\phi_{84} - \phi_{16})] + [\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}] / [2(\phi_{95} - \phi_5)]$. Las distribuciones simétricas tienen valor 0, y mientras menos simétricas más se alejan de este valor. Las muestras con exceso de granos finos tienen una simetría positiva, y viceversa para una granulometría predominantemente gruesa (Folk & Ward, 1957), (Nichols, 2009).

Simetría ($S_{k\phi}$)	Valor
Muy negativa	-1.0 a -0.3
Negativa	-0.3 a -0.1
Simétrica	-0.1 a +0.1
Positiva	+0.1 a +0.3
Muy positiva	+0.3 a +1.0

Tabla 3.3: Clasificación de la simetría de una muestra según la escala de Udden-Wentworth (Folk & Ward, 1957).

La curtosis (K_ϕ) compara la selección en los extremos de la curva acumulativa en relación a la selección en su segmento central (tabla 3.4). Está dada por la expresión $(\phi_{95} - \phi_5) / [2.44 (\phi_{75} - \phi_{25})]$. Un valor cercano a 1 indica una selección constante en el espectro de tamaño de grano. Un valor mayor de 1 indica una mejor selección en los valores medios, y uno menor a 1, mejor selección en los tamaños extremos (Folk &

Ward, 1957), (Nichols, 2009).

Curtosis (K_{ϕ})	Valor
Muy platicurto	<0.67
Platicurto	0.67 a 0.90
Mesocurto	0.90 a 1.11
Leptocurto	1.11 a 1.50
Muy leptocurto	1.50 a 3.00
Extremadamente leptocurto	>3.00

Tabla 3.4: Clasificación de la curtosis de una muestra según la escala de Udden-Wentworth (Folk & Ward, 1957).

Las medidas de tendencia central otorgan nociones adicionales sobre la selección de la muestra. La moda es el valor más común en la ocurrencia de tamaños de partículas, y corresponde a punto más alto de la curva de frecuencia. La curva puede tener más de una moda destacable, en tal caso se denominará unimodal, bimodal o polimodal según el caso. La mediana divide la curva de frecuencia en dos partes iguales, y que corresponde al valor ϕ_{50} , que es el tamaño de tamiz para el cual ha pasado la mitad de la muestra. El promedio se calcula con la expresión $(\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}) / 3$, y es la medida más representativa del tamaño de grano de la muestra (Folk & Ward, 1957).

El redondeamiento y la esfericidad de las partículas son propiedades cualitativas de un suelo que dependen de la composición de los granos, así como del grado de transporte y los procesos a los que ha sido sometido el material. El redondeamiento es una característica independiente de la esfericidad del grano, y se refiere al grado de rugosidad o cantidad de ángulos que tienen las paredes de una partícula. La escala más usada es la escala de Folk (1955) (tabla 3.5), que le asigna valores numéricos a los grados de redondeamiento. La esfericidad de las partículas, a su vez, no se relaciona necesariamente con el redondeamiento de estas. Esta mide el grado en el que el grano se aproxima a una forma esférica.

Redondeamiento	Valor
Muy anguloso	1
Anguloso	2
Subanguloso	3
Subredondeado	4
Redondeado	5
Muy redondeado	6

Tabla 3.5: Escala de Folk (1955) para el redondeamiento de las partículas.

Para comprender mejor la diferencia entre un valor y otro, es conveniente usar una herramienta visual de comparación como la que se muestra a continuación (figura 3.8).

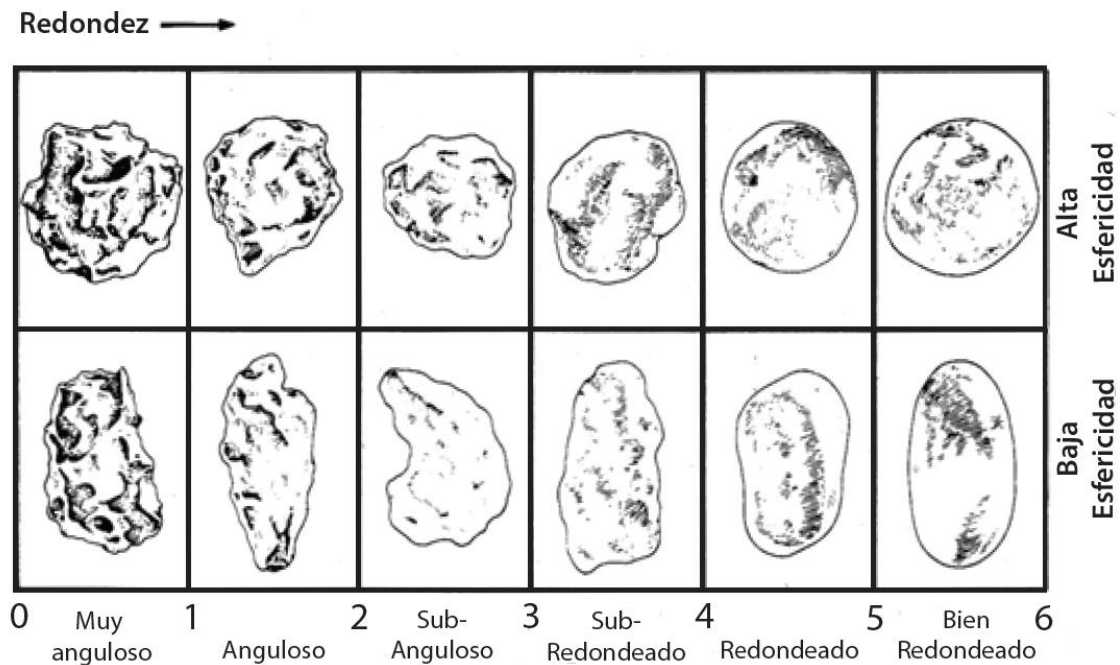


Figura 3.8: Representación visual de el redondeamiento y esfericidad de las partículas, extraída de Folk y Ward (1957).

3.7 Clasificación USCS

La clasificación USCS (ver tabla 3.6) es un método estandarizado para darle un nombre descriptivo a un suelo, que incluya sus propiedades importantes. En un primer paso, se debe determinar si se trata de un suelo de grano fino o grano grueso; según si el 50% de la muestra tamizada tiene partículas menores a los 0.074mm de diámetro. Los suelos granulares son en los que predominan las partículas mayores a 0.074 mm, que corresponde a un tamaño límite que distingue aproximadamente el ojo humano a simple vista. Los suelos en que predominan partículas menores a este tamaño son denominados suelos finos. Para el caso de los suelos granulares la malla ASTM #4 de abertura 4.76mm permite separar las gravas de las arenas. Las gravas gruesas se sitúan entre los 1.9 y 7.6cm, y las finas son menores a 1.9cm. Las arenas, a su vez, se dividen en gruesas, medias y finas, que pasan las mallas de 4.76, 2.00 y 0.425mm respectivamente (ver tabla 3.2).

División Principal	Símbolo	Criterios de Clasificación	Descripción	
Suelos Arenosos: Más del 50% en peso <tamiz No. 4 (4.43 mm)	SW	% que pasa el tamiz 200 0-5	Requisitos Suplementarios $D_{60}/D_{10} > 4$ $D_{30}^2 / (D_{60} * D_{10}) = 1 - 3$	Arenas bien graduadas, Arenas gravosas
	SP		Cuando no se cumplen las condiciones para SW	Arenas uniformes o con graduación discontinua. Arenas gravosas
	SM	≥ 12	IP < 4 o bajo la línea A	Arenas limosas, Arenas limosas-gravosas
	SC		IP > 7 y sobre la línea A	Arenas arcillosas, Arenas arcillosas-gravosas

Tabla 3.6: Tabla del sistema unificado de clasificación de suelos, que muestra la porción de los suelos tamaño arena. Extraído y modificado de González de Vallejo *et al.* (2004).

El siguiente paso es determinar la gradación de la muestra, y finalmente la plasticidad de las fracciones finas. Para esto, es muy importante determinar el porcentaje de finos; si el suelo tiene 5–12% en peso de finos, esta distribución de tamaño de grano tiene un efecto significativo en las propiedades geotécnicas del suelo, y por lo tanto se deben estudiar las propiedades plásticas de la porción fina (tabla 3.7). Para calcular la plasticidad de la fracción de finos y arena fina del suelo (<0.42mm), se deben obtener los límites de Atterberg. Estos son ensayos normados que se realizan en laboratorio que permiten delimitar el rango de humedad del suelo dentro del cual se

mantiene con propiedades plásticas. El límite líquido [LL] es el contenido de humedad (en porcentaje [w]) del suelo en el límite entre el estado semi-líquido y plástico. El límite plástico [LP] es el contenido de humedad del suelo en el límite entre los estados semi-sólido y plástico. Con estos porcentajes, se obtiene el índice de plasticidad o IP o índice de plasticidad del suelo, que corresponde a la diferencia entre estos; $IP = LL - LP$ (Lambe y Whitman, 1969), (González de Vallejo *et al.*, 2004).

Nomenclatura	Tamaño
Bloque	>15 cm
Guijarro	5-15 cm
Grava	2 ó 4 mm – 5 cm
Arena	0.05 mm – 2 ó 4 mm
Limo	0.005 mm – 0.05 mm

Tabla 3.7: Tabla de clasificación de tamaños de grano, según el sistema USCS.

Para los suelos predominantemente granulares, las principales características que se deben tomar en cuenta en una descripción detallada del suelo son la composición dominante del suelo y la distribución de los tamaños de partículas, es decir si son bien graduados o pobremente graduados. También es importante considerar el estado de humedad de la muestra, su densidad y la forma de los granos (redondeamiento y esfericidad), ya que estos tendrán una marcada influencia sobre el comportamiento mecánico del suelo. La consistencia de un suelo se describe cualitativa, según la tabla 3.8.

Los límites de consistencia o límites de Atterberg se utilizan para caracterizar el comportamiento de la fracción fina de un suelo (< 0.42 mm). Estos se refieren a la cantidad de agua que puede contener un suelo antes de pasar a un estado líquido, para el caso del límite de Atterberg superior o líquido [LI], y a la cantidad mínima de agua que debe contener un suelo antes que se disgreguen sus partículas, en el caso de el límite inferior o plástico [Lp]. El índice de plasticidad [Ip] de un suelo está dado por la diferencia entre ambos contenidos de humedad; $Ip = LI - Lp$. En el caso de que este valor sea nulo, el suelo se denomina NP o no plástico.

Consistencia	Descripción
Suelto	No coherente al juntarlo
Muy desmenuzable	Coherente al amoldarlo pero no resiste bajas presiones
Desmenuzable	Suelo se rompe al ser presionado, coherente al amoldarlo
Firme	Es resistente pero se rompe bajo la presión firme de los dedos
Muy firme	No se rompe fácilmente con la presión de los dedos
Duro	El material no se rompe
Fuerte	Material se deforma sin romperse frente a una moderada presión

Tabla 3.8: Tabla del sistema unificado de clasificación de suelos, que muestra la porción de los suelos tamaño arena. Extraído y modificado de González de Vallejo *et al.* (2004).

4. Campañas de Terreno

Las campañas de terreno realizadas en el marco de este trabajo tuvieron como principal objetivo la obtención de muestras para realizar ensayos de corte directo y análisis granulométrico de los depósitos. Además de la obtención de muestras, se hicieron mediciones en terreno de la densidad de los depósitos, y observaciones geológicas in situ.

La metodología en terreno incluyó la extracción de aproximadamente 100 kg de muestras bulk para la realización de ensayos de corte directo, para cada una de las campañas, procurando obtener estas muestras de sitios accequibles y sin removilización de los depósitos. Se realizaron medidas de la densidad in situ, para poder reproducir con mayor exactitud las características del depósito en laboratorio. Además, se obtuvieron muestras bulk de cada depósito para tamizaje, y posteriormente analizados granulométricamente por sus componentes y angulosidad. Para medición de la densidad in situ, se usó un método aproximado descrito en la sección 5.4 Densidad.

4.1 Complejo Fisural Puyehue-Cordón Caulle

La erupción de Junio del 2011 del Cordón Caulle generó depósitos de caída de hasta 3 m de espesor, a una distancia de hasta 60 km del edificio volcánico. Además, a pesar de no haber registros de flujos piroclásticos, observaciones previas del sector habían mostrado crecidas en el nivel del río asociadas a la erupción, sin señales de generación de lahares secundarios, por lo que era suponible la depositación de un flujo piroclástico río arriba. Además de esto, se registró una subida en la temperatura del río asociada a la última erupción. El objetivo de la campaña realizada al sector Cordón Caulle fue obtener muestras de estos dos depósitos.

4.1.1 Río Nilahue

La primera campaña de terreno se realizó al sector del Río Nilahue (afluente principal del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, en dirección N-E), región de los Ríos, entre los días 28 y 29 de Abril del 2014. El objetivo fue obtener muestras de los presuntos depósitos piroclásticos provenientes de la erupción del 2011 del Cordón Caulle. El sector escogido para extraer las muestras fue una terraza en la ribera Este del Río Nilahue, aproximadamente 7 km al sur de la confluencia de este con el Río Contrafuerte. La zona en particular fue escogida luego de realizar un análisis visual del curso del río a través de Google Earth. En la figura 4.1 se observa el sector escogido, mostrando una amplia terraza adyacente al río sin vegetación, rodeada en sus bordes por lo que aparenta ser vegetación muerta. Estas características indicarían un posible depósito de flujo piroclástico, lo que más adelante se corroboraría recopilando las evidencias pertinentes.

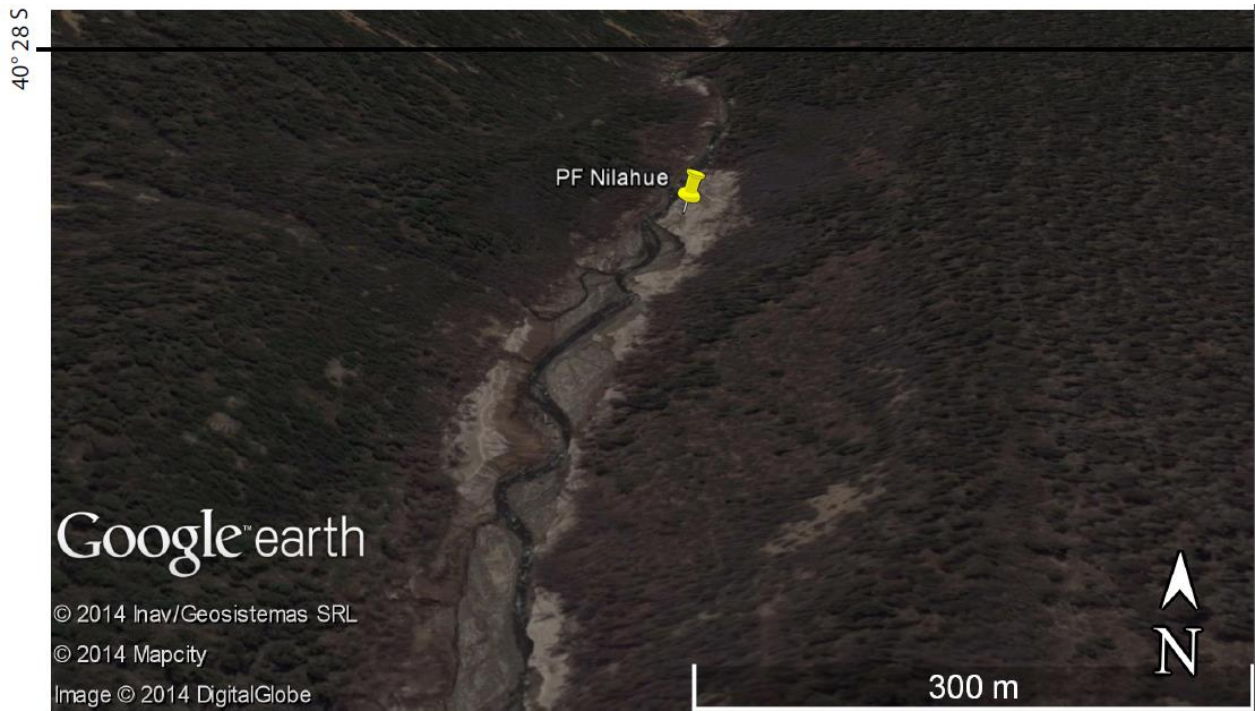


Figura 4.1: Imagen obtenida con el programa Google Earth, de la zona objetivo de estudio para la primera campaña de terreno al sector Cordón del Caulle. Se observa una terraza sin vegetación adyacente al curso del Río Nilahue, presuntamente un depósito de flujo piroclástico o *PF*.

En el punto 747538E 5526061N UTM, cercano a la confluencia del Río Nilahue con el Contrafuerte (ver figura 4.3) se observa una terraza de inundación de aproximadamente 1.50 m sobre el nivel del río. Adyacente a la ribera del río, se observa un perfil de suelo, sobre el cual hay una capa de depósitos de caída tamaño ceniza que sigue la topografía. Esta capa es de aproximadamente de 5 cm de espesor, con presencia de esquirlas de vidrio, cubierta por una delgada capa de vegetación (figura 4.2). Las observaciones son consistentes con depósitos de caída de la erupción del complejo fisural Cordón Caulle 2011.

En este punto también se observó, sobre el lecho adyacente al río, una capa de aproximadamente 60 cm de depósitos de inundación con abundante material juvenil de base no expuesta (figura 4.3) probablemente correspondiente al evento del Caulle 2011, dado el carácter reciente del material juvenil.



Figura 4.2: Sector confluencia Nilahue-Contrafuerte, se observa una capa de ceniza fina bajo la vegetación.

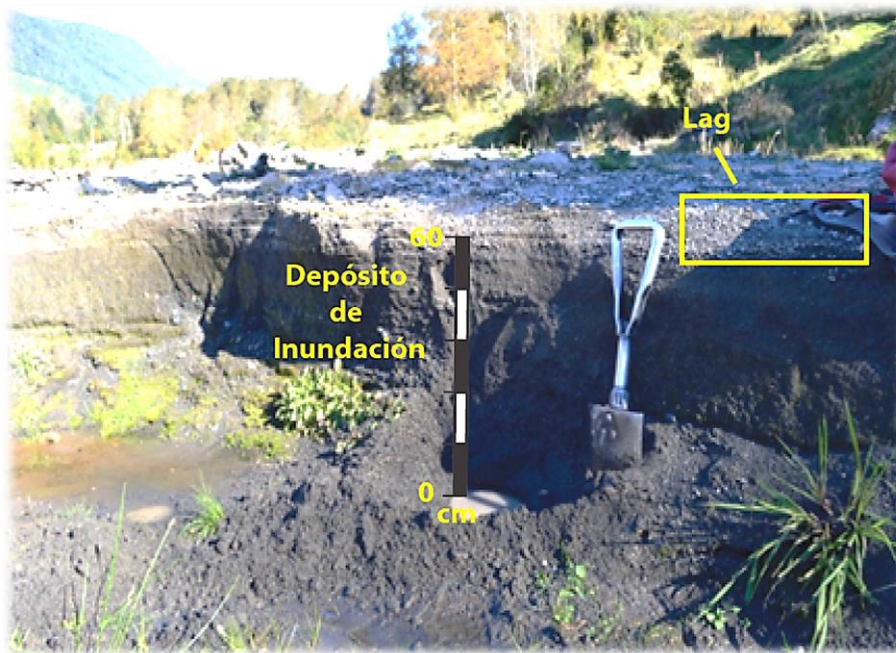


Figura 4.3: Depósito de inundación, sector confluencia Nilahue-Contrafuerte. Aproximadamente 60 cm de espesor, se observa un *lag* en la sección superior, compuesta principalmente de pómez tamaño lapilli.

Continuando hacia el Sur por la misma ribera del Río, en el punto 745126E 555902N UTM se observa una potente terraza de depósitos, presumiblemente de flujo piroclástico asociado a erupción Cordón Caulle 2011, de aproximadamente 20 metros de espesor (figura 4.4). Algunas evidencias que sustentan dicho hallazgo son el material carbonizado encontrado en el depósito, troncos muertos en posición de vida adyacentes al depósito, así como una composición predominantemente juvenil, con esquirlas de obsidiana y fragmentos líticos angulosos. El depósito está compuesto de dos capas principales, distinguibles por el color más oscuro de la capa base, así como por su mayor contenido de vidrio (figura 4.5). En la capa superior, por ser la capa más espesa del depósito piroclástico, se calculó la densidad y se obtuvieron muestras para realizar ensayos de corte directo. El depósito en general presenta mala selección, con partículas que varían de tamaño fino a gravas, y alto contenido en material juvenil. Además se aprecia un grado considerable de humedad, que mantiene cohesionadas las paredes del depósito. El material granular es liviano y de fácil remoción, con una baja densidad aparente.

El depósito piroclástico anterior se encuentra cubierto por una capa de ceniza de aproximadamente 5cm, donde se observan dos fases de caída diferentes, de granulometría distinta (figura 4.5), de las cuales se obtuvieron las muestras bulk AA290414-1A, y AA290414-1B, correspondientes una fase inicial de grano más grueso, y a una fase final de grano más fino respectivamente.



Figura 4.4: Depósito de flujo piroclástico en la orilla W del Río Nilahue, punto 745126E 555902N UTM, aproximadamente 20 m de espesor.

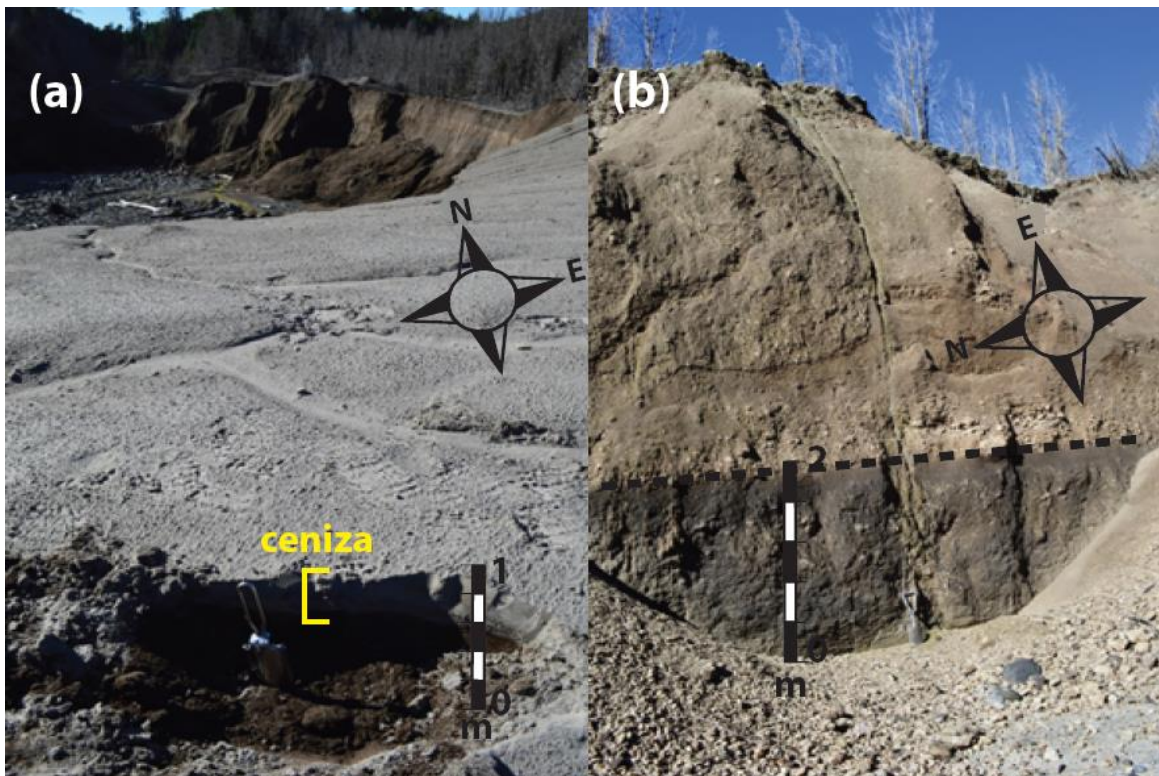


Figura 4.5: (a) Segmento superior del Flujo Piroclástico, sitio desde el cual se extrajeron las muestra buk. Se observa una capa de ceniza de color gris que cubre el depósito, de aproximadamente 5 cm. (b) Depósito del flujo piroclástico, donde se observan dos capas distinguibles por su color y composición.

4.1.2 Paso Cardenal Samoré

La siguiente campaña de terreno se realizó camino al paso fronterizo Cardenal Samoré, región de Los Lagos, el día 2 de Mayo de 2014, a aproximadamente 25 km al SE del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, de donde se obtuvieron muestras de depósitos de caída provenientes de la erupción del 2011. Este sector específico fue escogido para recoger muestras dado la accesibilidad de los depósitos y su espesor aparente, además de encontrarse a una distancia del centro volcánico similar a la de los depósitos de caída que generaron la removilización de los depósitos, en el caso de la erupción del Volcán Chaitén, 2009.

Las observaciones indican un depósito de caída de aproximadamente 50 cm de espesor, sobreyacente a un perfil de suelo, cuyo marco general se inserta en un sector boscoso aledaño a la ruta. La muestra se extrajo en un pequeño claro adyacente a la ruta. Se compone casi exclusivamente de pómez, de granulometría gruesa. Presenta baja cohesión, presentando dificultad para excavar sin remover las paredes del agujero, de baja densidad aparente. En el depósito se distingue nítidamente una fase inicial de granulometría más gruesa (*open bend*), de espesor 35 cm, y luego una fase final (*magmatic*) de 15 cm de espesor, con granulometría aparentemente más fina.

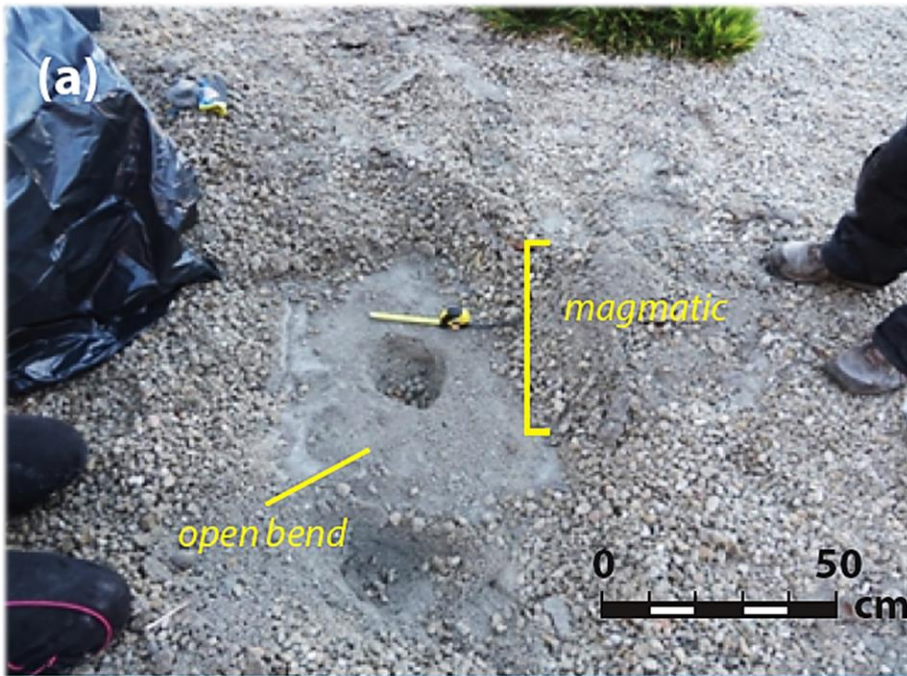


Figura 4.7: (a) Lugar de extracción de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré. Se observa una excavación hasta donde comienza el límite de la capa inicial *magmatic*. (b) Sitio general donde se emplaza el depósito, con destrucción apreciable de la vegetación.

La muestra destinada a ensayos de corte directo fue extraída de la fase inicial del depósito, ya que esta posee un mayor espesor, y por lo tanto es más representativa para modelar una eventual removilización (figura 4.7 (a)).

4.2 Volcán Chaitén

Entre los días 3 y 4 de Mayo del 2014, se realizó la campaña de terreno al sector de Parque Nacional Pumalín Sur, región de Aysén, con el propósito de obtener muestras de los depósitos de la última erupción del volcán Chaitén, 2008. De manera análoga a las campañas de terreno al sector Cordón Caulle, se procuró obtener muestras tanto de los depósitos de caída asociados a la última erupción, como de flujos piroclásticos u otros productos piroclásticos comparables.

El otro sector escogido fue el pie del flanco norte del volcán Chaitén. Esta última zona se escogió por presentar depósitos de PDC (*pyroclastic density currents*) con características del tipo blast lateral.

4.2.1 El Amarillo

El primer sector escogido para las campañas de terreno fue el valle del Río Amarillo, donde anteriormente se encontraron depósitos de caída de espesor importante en la zona del glaciar San Francisco, a los pies del Volcán Michinmahuida. Se obtuvieron muestras desde el sector al SE del cráter del Michinmahuida, aproximadamente a 18 al SE del volcán Chaitén. La zona fue escogida además por tratarse de depósitos no retrabajados de fácil acceso; dado que es posible alcanzar las coordenadas a pie por medio de un sendero perteneciente al Parque Nacional Pumalín.

El depósito se ubica en un terreno boscoso y está predominantemente cubierto por vegetación, salvo pequeños claros donde es posible extraer muestras sin dificultad (figura 4.8). EL depósito tiene una amplia extensión, de un espesor aproximado de 30 cm, presentándose bajo una capa joven de vegetación, para todo el terreno observado. Corresponde a un depósito de caída primaria, con granulometría tamaño arena y buena selección, de color gris, predominantemente compuesto por pómez. Los granos se encuentran densamente empaquetados, sin embargo la muestra es liviana y

de fácil remoción. Al extraer la muestra, esta muestra una cohesión aparente debido a su contenido de humedad, conservando las paredes del agujero realizado para obtener la densidad de la muestra.

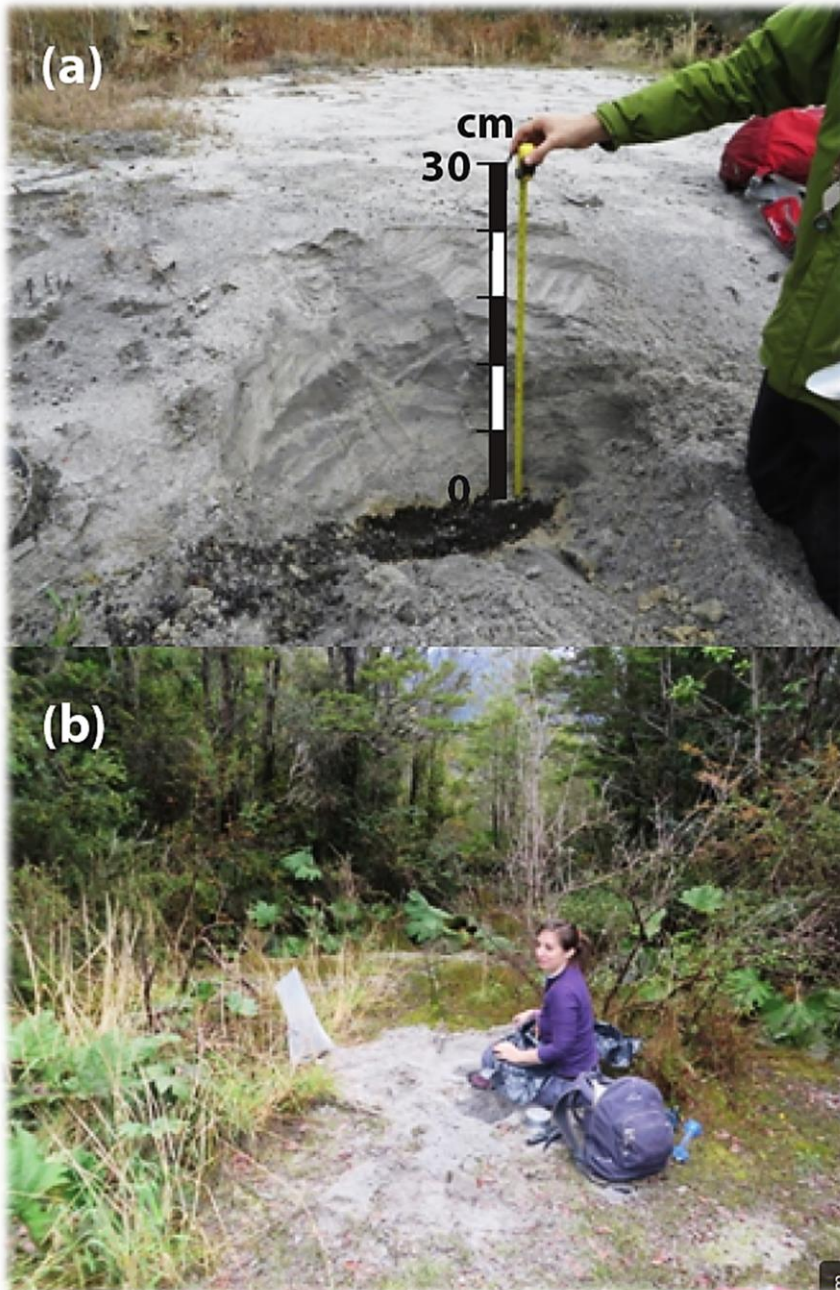


Figura 4.8: (a) Espesor de la muestra, de aproximadamente 30 cm. (b) Marco general de la zona de extracción de la muestra Depósito de Caída El Amarillo; rodeada de vegetación boscosa.

4.2.2 PDC-Blast Chaitén

El día 4 de mayo del 2014, se obtuvieron muestras a los pies del flanco Norte del volcán Chaitén, en el lecho de un pequeño curso de agua que baja por este flanco. Este sector se escogió por tratarse presumiblemente de los depósitos de PDC con características de blast lateral, correspondientes a la erupción del Chaitén, 2008. El sector es de fácil acceso en camioneta, por encontrarse a un costado de la ruta 7 que atraviesa el Parque Pumalín Sur. Al tratarse de un PDC, esta muestra sería interesante de comparar respecto a la muestra de Flujo Piroclástico Río Nilahue, de la erupción del 2011 del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón del Caulle. A pesar de que se han documentado ocurrencia de flujos piroclásticos en el flanco E del Volcán Chaitén, asociados a la última erupción, estos no tienen una magnitud suficiente como para presentar riesgos de removilización, y el espesor del depósito PDC –Blast del flanco norte del volcán es más comparable al flujo piroclástico encontrado en el curso del Río Nilahue.

El sector general presenta árboles muertos en posición de vida y troncos imbricados (figura 4.9). El depósito presenta características flujo, de aproximadamente 1,5 metros de espesor; rico en fragmentos líticos (presumiblemente riolita), presencia de obsidiana y escaso material juvenil (principalmente en cúmulos) (figura 4.9). Las observaciones son consistentes con un depósito de Blast lateral reciente. La granulometría presenta mala selección; contiene desde partículas de tamaño fino hasta gravas de hasta 10 cm de diámetro. El depósito se encuentra relativamente compacto, pero fácil de remover, sin cohesión aparente entre las partículas, y con un contenido de humedad apreciable. En el lugar de extracción de la muestra, el depósito sobreyace a un depósito fluvial de arena fina adyacente al curso de agua.

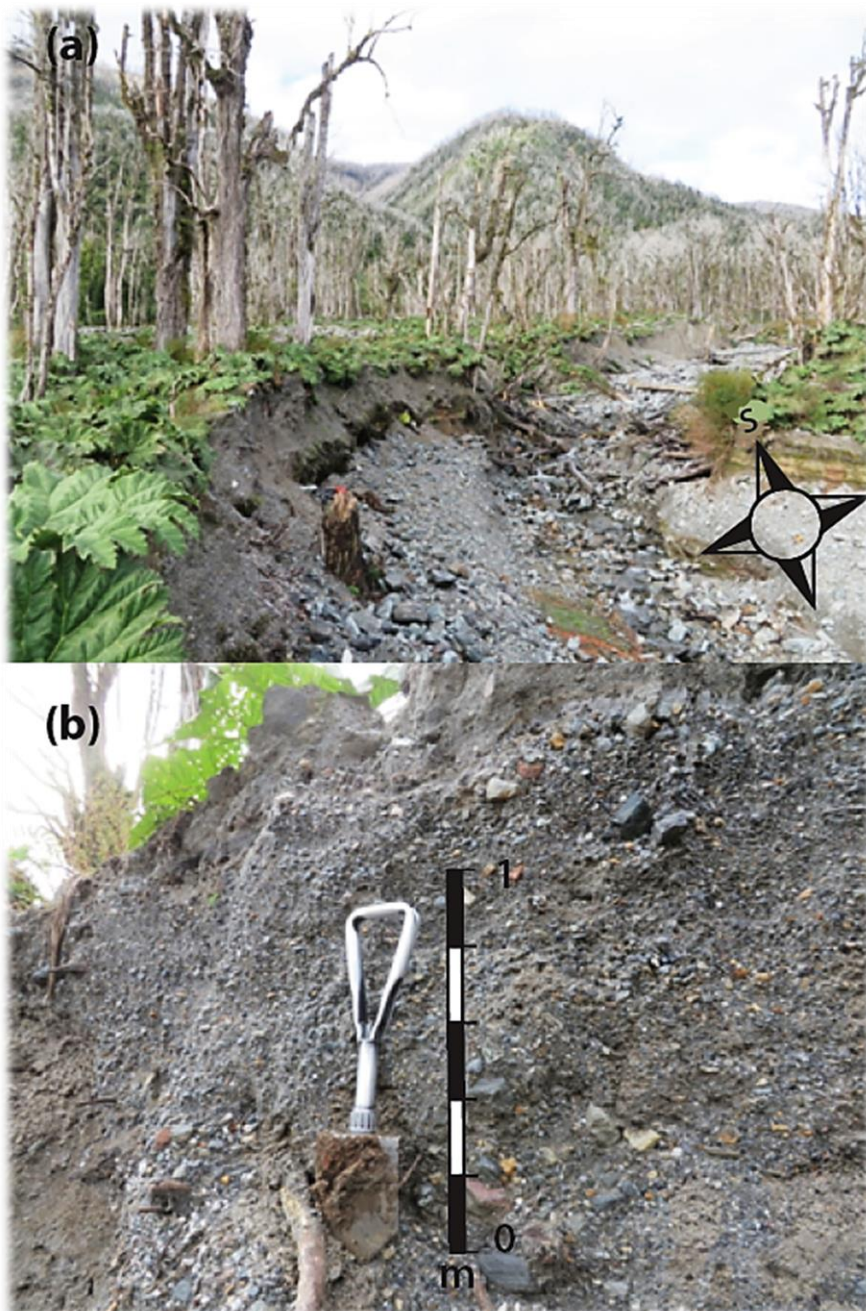


Figura 4.9: Arriba; Zona general de la extracción de la muestra PDC-Blast, Volcán Chaitén. Se observan troncos imbricados y muertos en posición de vida. Abajo; Lugar de la extracción de la muestra, donde se aprecian fragmentos líticos angulosos de tamaño grava.

5. Resultados

5.1 Granulometría

Con el objetivo de estudiar las propiedades granulométricas de las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caulle), Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle), Depósitos de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén) y PDC-Blast (Volcán Chaitén); se realizó el tamizaje, pesaje y análisis de los componentes con lupa binocular, a una porción representativa de cada una de las muestras, en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología, Universidad de Chile. En esta sección se muestran los resultados obtenidos de los procedimientos anteriores, exponiendo los parámetros tanto geotécnicos como sedimentológicos calculados a partir de las curvas granulométricas.

Una consideración importante a la hora de realizar el análisis granulométrico de un depósito no consolidado, es que si las partículas de mayor tamaño (gravas) son suficientemente numerosas como para interconectarse entre sí, es importante que estas partículas estén presentes en las pruebas. Sin embargo, si las partículas grandes se encuentran insertas en una matriz de partículas finas, de manera que el fallamiento ocurra a través de la matriz, conviene omitirlas a la hora de realizar las pruebas, ya que no afectan significativamente el resultado y probablemente entorpecerán el procedimiento (Lambe y Whitman, 1969). Por esta razón es importante observar la distribución de los granos en terreno, para determinar adecuadamente si existe contacto entre las partículas de mayor tamaño. Otra característica importante de los depósitos que se debe observar in situ es el nivel de compactación en que se encuentran, para determinar si los ensayos de laboratorio son capaces de recrear estas condiciones con una aproximación certera.

Los tamaños de malla escogidos para realizar el tamizaje a las muestras fueron las de 0.063, 0.125, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 7.93, 15.9, 31.5 y 63 mm de diámetro, correspondientes a las mallas sedimentológicas; ya que la escala de Udden-Wentworth [ϕ] divide y clasifica el tamaño de grano en segmentos muy similares al de las mallas escogidas. En efecto, para el tamizaje realizado para estas muestras en particular, ninguna partícula superó el tamaño de malla de 63 mm. La cota inferior de la malla 0.063 mm corresponde a un tamaño arena fina en la escala de Udden-Wentworth [ϕ]; partículas de un tamaño inferior a este diámetro son muy difíciles de apreciar con una lupa binocular.

En esta sección se presentan dos gráficos para cada muestra, asociados a su granulometría. El primero es un gráfico de barra que representa la distribución del tamaño de grano, donde las ordenadas corresponden a rangos de tamaño (diámetro de la malla); y las abscisas, al porcentaje en peso de la fracción de la muestra entre el diámetro de la malla que atravesó, y el diámetro más pequeño que le sigue en el gráfico. El porcentaje para cada sección de tamaño fue calculado según el peso de la muestra entre cada malla consecutiva, respecto al peso total de la muestra pasada por el tamaño más grande de malla.

El segundo gráfico es una curva de porcentaje acumulativa, donde las ordenadas corresponden a la escala ϕ Udden-Wentworth de tamaño de grano, y las abscisas son el porcentaje acumulado de peso de la muestra que ha pasado por el tamaño de grano equivalente en la escala.

Además, se presentan las propiedades sedimentológicas de cada una de las muestras en estudio, que entregan un complemento medible o cuantitativo a las curvas granulométricas presentadas en la sección anterior. Los valores de las propiedades que siguen son obtenidos directa o indirectamente de los porcentajes exhibidos en los gráficos anteriores. Estas propiedades incluyen las medidas de tendencia central (moda, mediana y media) y la Selección (σ_ϕ), Simetría ($S_{k\phi}$) y Curtosis (K_ϕ), calculadas con la escala ϕ de Udden-Wentworth.

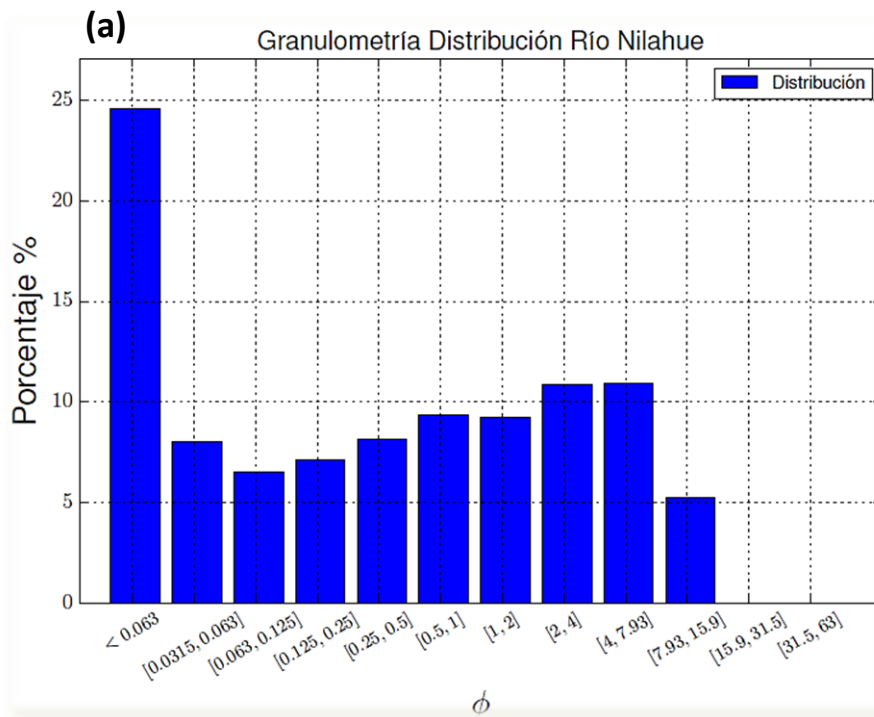
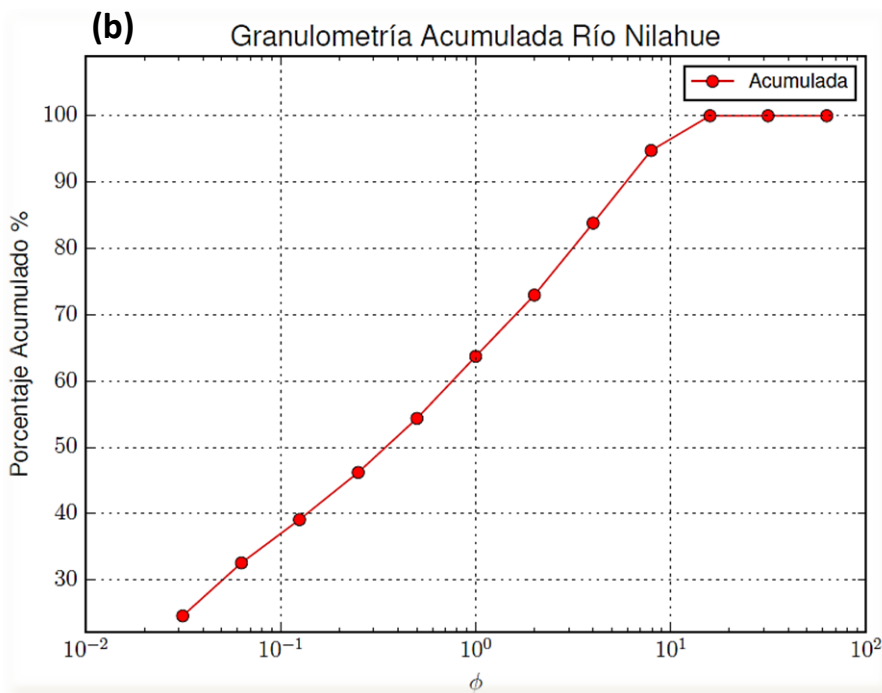


Figura 5.1: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle). (b) Gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Flujo piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle), en escala ϕ .



En la figura 5.1 (a) se aprecia la distribución granulométrica de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle), donde es fácil observar una acumulación importante de partículas menores a 0.063 mm de diámetro (arena fina). La distribución, además, muestra otro peak entre los tamaños 2-31.5 mm (gránulos-guijarros), otorgándole un carácter bimodal a la muestra. No hubo partículas de tamaño mayor a los 31.5 mm de diámetro (gravas) para la fracción seleccionada de la muestra para

tamizaje. En general el gráfico muestra buena selección para las partículas dentro del rango. En la figura 5.1 (b) se puede apreciar el gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Flujo piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle), desde el cual se pueden extraer los valores en escala ϕ , para calcular las propiedades sedimentológicas Selección (σ_ϕ), Simetría ($S_{K\phi}$) y Curtosis (K_ϕ).

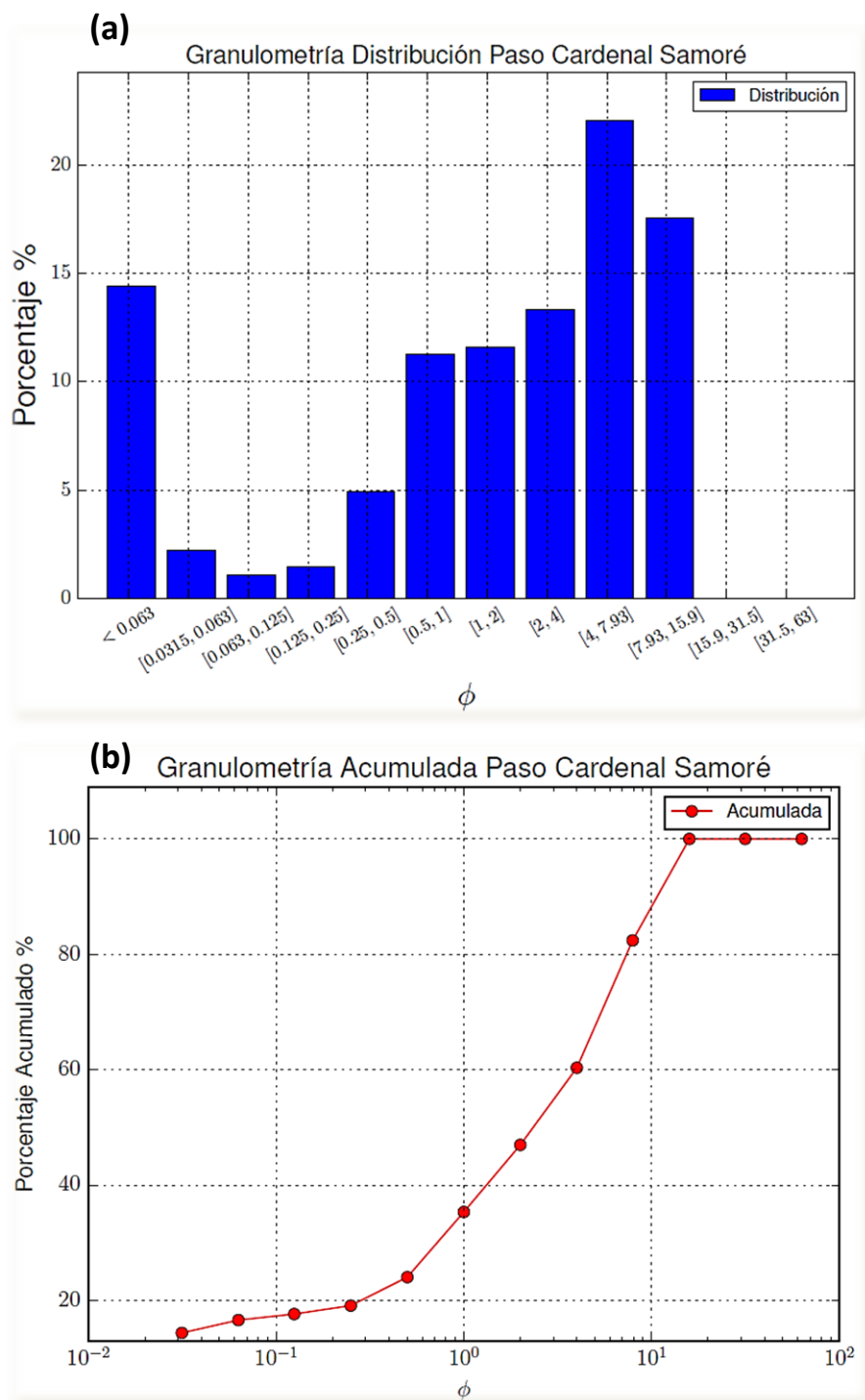


Figura 5.2: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle). (b) Gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle), en escala ϕ Udden-Wentworth.

En la figura 5.2 (a) se aprecia la distribución granulométrica de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caille), donde se ve que la muestra tiene un comportamiento bimodal, con un marcado peak en la sección 7.93 mm (guijarros), y luego otro para las partículas menores a 0.063 mm (arena muy fina). No hubo partículas de tamaño mayor a los 31.5 mm de diámetro (gravas) para la fracción de la muestra seleccionada para tamizaje. Se observa una disminución en el porcentaje de partículas entre los tamaños 0.063 y 0.5 mm (arena muy fina- arena gruesa) presente. En la figura 5.2 (b) se puede apreciar el gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caille), desde el cual se pueden extraer los valores en escala ϕ para calcular las propiedades sedimentológicas Selección (σ_ϕ), Simetría ($S_{K\phi}$) y Curtosis (K_ϕ).

La figura 5.3 (a) expone la distribución granulométrica de la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén). La muestra presenta una moda única para el valor 0.25 mm, correspondiente a Arena media en la escala Udden-Wentworth. No hubo partículas de tamaño mayor a los 7.93 mm de diámetro (guijarros) para la fracción seleccionada para tamizaje de la muestra. Entre los tamaños 1 y 4 mm (arena muy gruesa-guijarros) se aprecia una notable disminución del porcentaje presente en la muestra. En la figura 5.3 (b) se observa el gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), desde el cual se obtendrán los valores en escala ϕ , para calcular las propiedades sedimentológicas Selección (σ_ϕ), Simetría ($S_{K\phi}$) y Curtosis (K_ϕ).

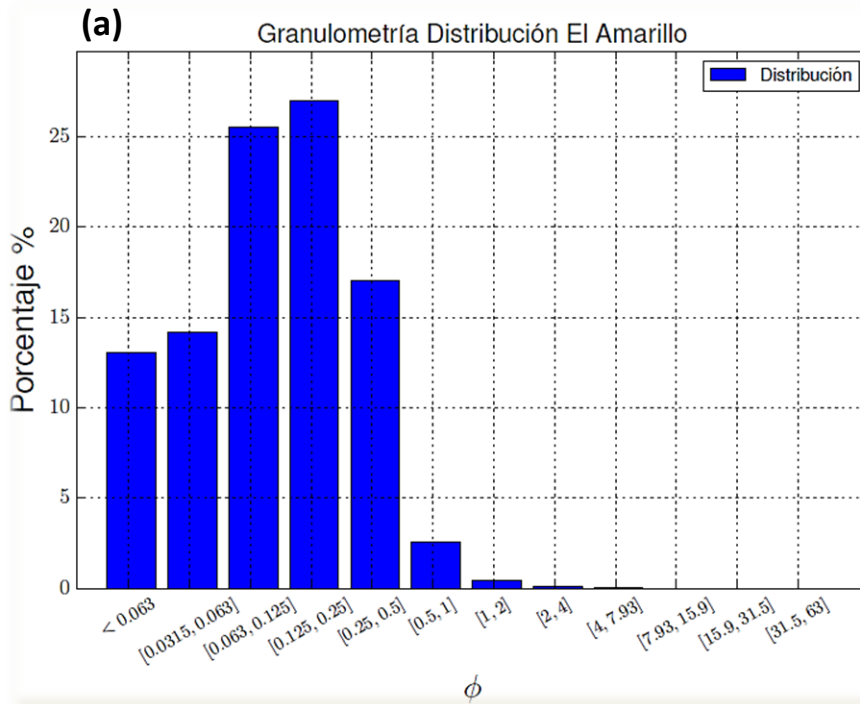
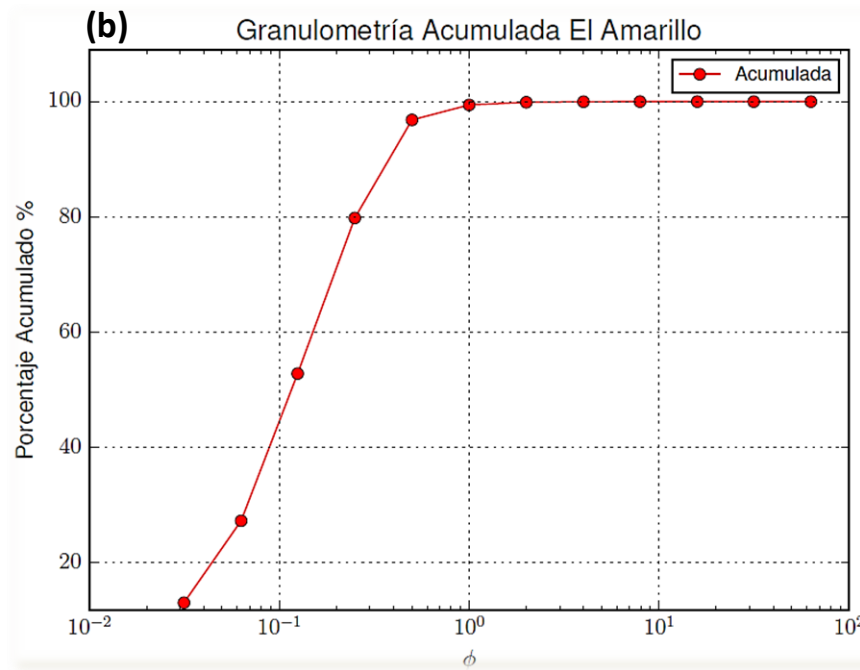


Figura 5.3: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén). (b) Gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), en escala ϕ Udden-Wentworth.



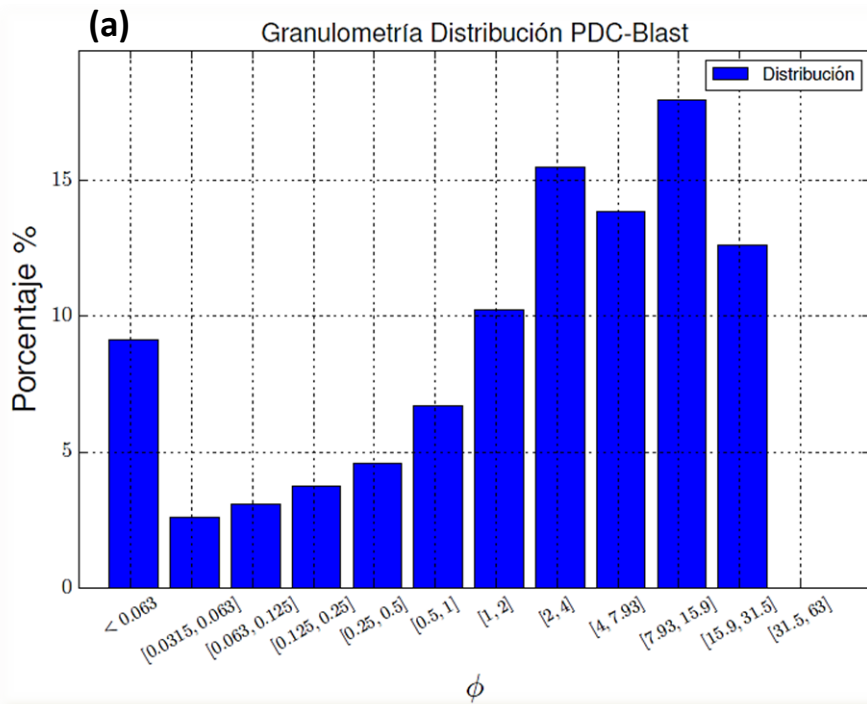
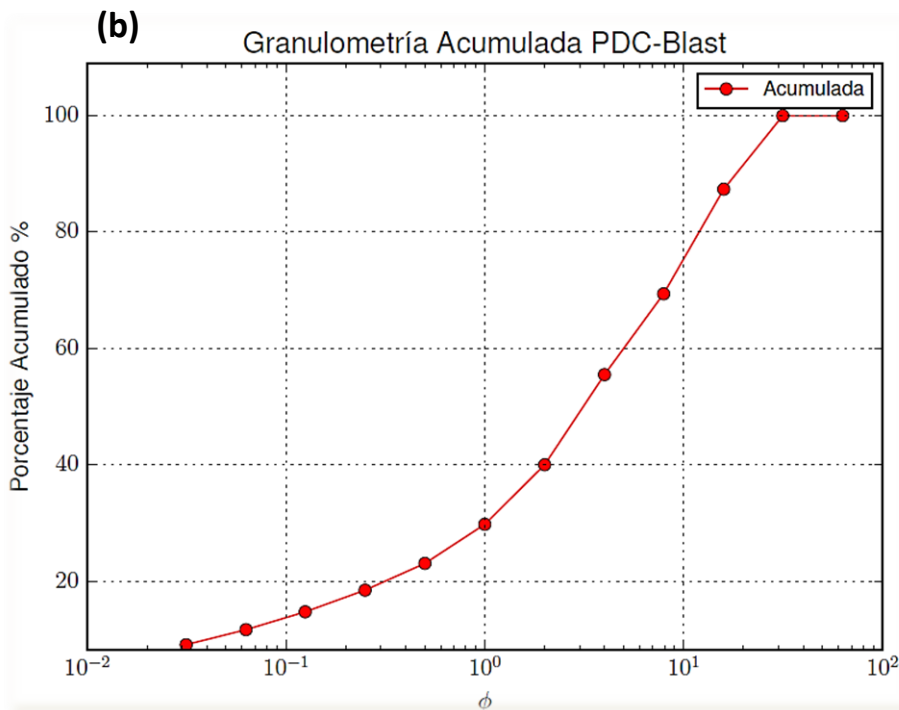


Figura 5.4: (a) Gráfico de la distribución granulométrica de la muestra PDC-Blast (Volcán Chaitén). (b) Gráfico de la curva acumulada de granulometría de la muestra PDC-Blast (Volcán Chaitén), en escala ϕ Udden-Wentworth.



En la figura 5.4 (a) se aprecia la distribución granulométrica de la muestra PDC-Blast (Volcán Chaitén). La muestra presenta una moda en el valor 15.9 mm, correspondiente a tamaño Gujarros en la escala Udden-Wentworth. Luego, se observa otro peak para los valores menores a 0.063 mm (Arena muy fina). No hubo partículas de tamaño mayor a los 31.5 mm de diámetro (gujarros) para la fracción seleccionada

para tamizaje de la muestra. En la figura 5.4 (b) se observa el gráfico de la curva acumulativa de granulometría de la muestra PDC-Blast (Volcán Chaitén), desde el cual se obtendrán los valores en escala ϕ , para calcular las propiedades sedimentológicas Selección (σ_ϕ), Simetría ($S_{k\phi}$) y Curtosis (K_ϕ).

En la tabla 5.1 se exhiben los valores significativos en escala ϕ Udden-Wentworth para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle), Depósito de Caída El Amarillo y PDC-Blast (Volcán Chaitén), a partir de los cuales se calcularán las propiedades de Selección (σ_ϕ), Simetría ($S_{k\phi}$) y Curtosis (K_ϕ).

ϕ		Río Nilahue		Paso Cardenal Samoré		El Amarillo		PDC-Blast
ϕ_5	>5	Arena muy fina a limo/arcillas	5	Arena muy fina	5	Arena muy fina	5	Arena muy fina
ϕ_{16}	>5	Arena muy fina a limo/arcillas	4.34	Arena muy fina	4.78	Arena muy fina	2.64	Arena media fina
ϕ_{25}	4.9 4	Arena muy fina	1.27	Arena gruesa	4.12	Arena gruesa	0.70	Arena muy gruesa
ϕ_{50}	1.5 4	Arena gruesa	1.27	Guijarros	3.12	Guijarros	1.64	Gránulos
ϕ_{75}	1.1 9	Gránulos	2.65	Gravas	2.18	Gravas	3.30	Guijarros
ϕ_{84}	-2	Guijarros	3.04	Gravas	1.77	Gravas	3.78	Guijarros
ϕ_{95}	2.9 8	Guijarros	3.71	Gravas	1.1	Gravas	4.57	Guijarros

Tabla 5.1: Valores de ϕ representativos para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle), Depósito de Caída El Amarillo y PDC-Blast (Volcán Chaitén); con su clasificación de tamaños respectiva en la escala Udden-Wentworth. El valor de ϕ_5 se aproxima al valor 5 en la escala ϕ , ya que no está representado en la curva acumulativa; por caer en un valor menor a 0.063 mm de diámetro.

La tabla 5.2 muestra los valores de Selección, Simetría y Curtosis para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast, de manera comparativa. Es posible apreciar que la muestra Depósito de Caída El Amarillo volcán Chaitén; es la que tiene mejor selección de las cuatro, seguida por la muestra Río Nilahue, con 2.96, PDC-Blast con 3.05, y luego la muestra Cardenal Samoré, con la peor selección, de 3.165. Las muestras de depósitos de caída, Cardenal Samoré (C. Caulle) y el Amarillo (Volcán Chaitén), tienden a ser más simétricas en su distribución (0.64 y -0.033), mientras que las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue y PDC-Blast tiene simetría positiva 4.2351 y negativa -7.96, respectivamente. En cuanto a la Curtosis, todas las muestras presentan valores mesocurto a platicurtos.

	Río Nilahue		Paso Cardenal Samoré		El Amarillo		PDC-Blast	
Selección	2.9	Muy pobre	3.2	Muy pobre	1.3	Pobre	3	Muy pobre
Simetría	4.2	Muy positiva	0.6	Muy positiva	0	Simétrica	8	Muy negativa
Curtosis	0.5	Muy platicurto	0.9	Mesocurto	1	Mesocurto	0	Mesocurto

Tabla 5.2: Valores para la Selección, Simetría y Curtosis para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.

De acuerdo con los valores de la tabla 5.3, es posible calcular los coeficientes de uniformidad [Cu] y de curvatura [Cc] expuestos en tabla 5.4, que describen la uniformidad y la graduación de los depósitos.

[mm]	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
D₁₀	0.0310	0.031	0.03	0.04
D₃₀	0.0511	0.72	0.07	1.02
D₆₀	0.7647	3.90	0.15	4.99

Tabla 5.3: Diámetros D_x de 10, 30 y 60% correspondientes a las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.

En la tabla 5.4 se muestran los valores para el coeficiente de curvatura y uniformidad para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast. Se observa que la ninguna de las muestras presenta una buena graduación (valores de Cc entre 1 y 3). La muestra Río Nilahue es la más uniforme con un valor de 0.1101, seguida por la muestra El Amarillo, con a un valor de 1.09 (se consideran suelos uniformes los que tienen un Cu menor a 2).

	Río Nilahue		Paso Cardenal Samoré		El Amarillo		PDC-Blast	
Cc	24.7	Mal graduado	125.8	Mal graduado	5	Bien graduado	124.8	Mal graduado
Cu	0.1	No uniforme	4.3	No uniforme	1	No uniforme	5.2	No uniforme

Tabla 5.4: Tabla comparativa de valores para el coeficiente de curvatura y uniformidad para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.

En la tabla 5.5 es posible apreciar comparativamente los valores de tendencia central para las cuatro muestras en estudio. Se observa que el tamaño promedio de las muestras es cercano a uno para las muestras correspondientes al Complejo Volcánico Puyehue-Cordón del Caulle; Río Nilahue y Cardenal Samoré (1.51 y 0.993, tamaño arena gruesa). Las muestras asociadas al volcán Chaitén; El Amarillo y PDC-Blast; varían en cuanto a su tamaño promedio, con valores respectivos de 0.107 y 1.9; arena gruesa y muy gruesa.

[mm]	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast				
Moda	7.93	Bimodal; Arena muy fina, Guijarros	7.93	Guijarros	0.25	Arena fina	15.9	Guijarros
Mediana	0.3439	Arena media	2.4116	Gránulos	0.115	Arena muy fina	3.12	Gránulos
Media	1.51	Arena muy gruesa	0.993	Arena gruesa	0.107	Arena muy fina	1.9	Arena muy gruesa

Tabla 5.5: Valores de las medidas de tendencia central para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré, Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast.

5.2 Clasificación Geotécnica

En la siguiente sección se realizará la clasificación geotécnica USGS de las cuatro muestras en estudio; según su granulometría predominante y los límites de Atterberg. A pesar de que el tamizaje realizado a las muestras no contempló los tamaños de malla típicos para un análisis geotécnico, la porción de tamaño entre la malla 0.5 y 0.25mm fue separada por la malla #40 de 0.43 mm, con el propósito de separar la fracción tamaño menor a arena fina de las muestras, para realizar las pruebas de obtención de límites de Atterberg. Para el caso de todas las muestras, no fue posible obtener el límite líquido (realizando el experimento en la máquina de Casagrande), dado que las muestras se resquebrajaban dentro de la máquina, sin importar la cantidad de agua agregada. Es por esto que las cuatro muestras fueron declaradas NP o no plásticas, para efectos de su clasificación.

La consistencia de las muestras fue descrita cualitativamente, según su comportamiento al intentar amoldar las muestras húmedas. La clasificación de esta cualidad se hizo tomando en cuenta la tabla 5.6 expuesta a continuación.

Consistencia	Descripción	
Suelto	No coherente al juntarlo	Nilahue, Paso C. Samoré, Blast
Muy Desmenuzable	Coherente al amoldarlo pero no resiste bajas presiones	El Amarillo
Desmenuzable	Suelo se rompe al ser presionado, coherente al amoldarlo	
Firme	Es resistente pero se rompe bajo la presión firme de los dedos	
Muy Firme	No se rompe fácilmente con la presión de los dedos	
Duro	El material no se rompe	
Fuerte	Material se deforma sin romperse frente a una moderada presión	

Tabla 5.6: Consistencia del suelo según sus características cualitativas de textura, para clasificación USGS de suelos.

La Tabla 5.7 expone la nomenclatura de las cuatro muestras en estudio según la clasificación USGS, tomando en cuenta la granulometría, plasticidad y consistencia de cada una de estas.

	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
Nomenclatura	Arena suelta con >12% finos	Arena muy desmenuzabe con >12% finos	Arena suelta con >12% finos	Arena limpia suelta (con <12% finos)
Clasificación	SM (Arena limosa)	SM (Arena limosa)	SM (Arena limosa)	SM-SP (Selección pobre)

Tabla 5.7: Nomenclatura y clasificación USCS de las cuatro muestras.

5.3. Descripción de Forma y Componentes

La tabla 5.8 que se presentan a continuación es un resumen de las observaciones hechas a las cuatro muestras en estudio, al analizar con lupa binocular la forma y componentes para cada segmento de tamaño de grano. A grandes rasgos, los componentes principales presentes en las cuatro muestras; en mayor o menor porcentaje; son juveniles (ya sea como pómez o esquirlas de vidrio), obsidiana y fragmentos de riolita. El redondeamiento y la esfericidad de las partículas está basado en la escala de Folk y Ward (1957). En esta tabla se aprecia que las muestras de depósitos de caída; Paso Cardenal Samoré (C. Caulle) y El Amarillo (Volcán Chaitén); tienen un mayor porcentaje de fragmentos juveniles (95 y 97 % respectivamente); en contrase con las muestra Río Nilahue (C. Caulle) y PDC-Blast (Volcán Chaitén), con 75 y 45% respectivamente. El redondeamiento y la esfericidad son similares para las cuatro muestras, en general angulosas con esfericidad media- baja; salvo la muestra paso Cardenal Samoré, que presenta partículas un poco más esféricas (esfericidad media).

Muestra	Juveniles [%]	Líticos [%]	Redondeamiento	Esfericidad
Río Nilahue	75	25	Anguloso	Media-baja
Paso Cardenal Samoré	95	5	Anguloso	Media
El Amarillo	97	3	Anguloso	Media-baja
PDC-Blast	45	55	Anguloso	Media-baja

Tabla 5.8: Resumen de las propiedades de las propiedades de las cuatro muestras en estudio; % de componentes, redondeamiento y esfericidad.

La descripción detallada realizada a cada uno de los segmentos de tamaño de grano separados por tamizaje para cada muestra se presenta en los anexos de este informe.

5.4. Contenido de Humedad y Peso Específico

El contenido de humedad $[w]$ se calcula a partir del peso seco (peso de la muestra luego de ser secada en el horno del laboratorio (50°)) y el peso de la humedad (diferencia entre el peso de la muestra húmeda, y el peso de la muestra seca), siendo cuidadoso en conservar la cantidad de muestra pesada antes y después del secado, sin perder material sólido.

En la tabla 5.9 se presentan dos contenidos de humedad; el $[w_b]$ calculado a partir del estado base, es decir, del estado de humedad en que se encontraban las muestras antes de la saturación; y el $[w_s]$ calculado a partir del estado saturado, es decir, el estado de humedad de las muestras luego de alcanzar su saturación máxima, después de ser saturadas en la caja de ensayo de corte directo. Además, se presentan los valores de los pesos medidos necesarios para calcular los w_b y w_s . Dado que el $[w_s]$ fue medido después de realizados los ensayos saturados (remover la muestra antes del ensayo resulta poco práctico, ya que altera la preparación de la densidad de esta), se midió el $[w_s]$ después de cada ensayo realizado a tensión vertical constante de 0.5; 1 y 2 kgf/m^2 para cada una de las muestras, incluyendo sus repeticiones respectivas.

Como se puede apreciar en la tabla 5.9, el contenido de humedad base $[w_b]$ es mayor para la muestras de la última erupción del Cordón Caulle: Primero el Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré; con un valor de 69.27%, seguido por la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue con un 30.43%. Luego viene la muestra Depósito de Caída El Amarillo con un 22.12%, y finalmente la muestra PDC-Blast, con un 11.47%.

Para el caso de los ensayos realizados a tensión vertical constante $[\sigma]$ de 0.5 $[\text{kgf/m}^2]$, la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré muestra una mayor capacidad de infiltración de agua, con un w_s de 116.87%. La siguen las muestras de Río Nilahue, El Amarillo y PDC-Blast con valores w_s de 61.48, 38.04 y 13.00% respectivamente. Los ensayos realizados a σ_1 , por su parte, siguen el mismo orden correlativo en cuanto a la capacidad de infiltración.

El w_s o humedad máxima agregada por saturación es mayor para la muestra Paso Cardenal Samoré, con un 59.13% de humedad agregada, seguida por la muestra Río Nilahue con un 31.05%, luego a muestra El Amarillo con un 15.92%, y por último la muestra PDC-Blast con un 8.92

	Peso (g)	Río Nilahue	Río Nilahue 2.0	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	El Amarillo 2.0	PDC-Blast	
Estado Base	Húmedo	3600		369	3776		4180	
	Seco	2760		218	3092		3750	
	Δ	840		151	684		430	
	w_b [%]	30.43		69.27	22.12		11.47	
Estado Saturado	σ_n = 0.5	Húmedo	872	-	360	704	-	730
		Seco	540	-	166	510	-	646
		Δ	332	-	194	194	-	84
	w_s [%]	61.48	-	116.87	38.04	-	13.00	
	σ_n = 1	Húmedo	1026	366	402	650	-	862
		Seco	650	248	176	492	-	724
		Δ	376	188	226	158	-	138
	w_s [%]	57.85	47,58	128.4	32.11	-	19.06	
	σ_n = 2	Húmedo	450	410	274	670	460	744
		Seco	304	282	120	508	344	618
		Δ	146	128	154	162	116	126
	w_s [%]	48.02	45.39	128.33	31.89	33.72	20.39	

Tabla 5.9: Representa los valores medidos del peso húmedo y peso seco (para un volumen arbitrario de muestra), medido después de cada uno de los ensayos de corte directo realizados; para las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle); Depósito de Caída El Amarillo, y PF-Blast (V. Chaitén). A partir de estos valores medidos, se calculó el contenido de humedad base [w_b] (antes saturar la muestra para ensayo de corte directo) y contenido de humedad saturado [w_s]. El valor Δ mostrado en la tabla representa la diferencia de peso entre la muestra húmeda y la muestra seca.

Para los casos de estudios anteriores realizados por Volentik *et al.* (2009) y Amigo (2013), implícitamente en la ecuación del Factor de Seguridad se asume la relación $\gamma_w = 2\gamma_s$, donde γ_t es el peso específico del depósito saturado. A partir de esta relación se obtiene una relación de $w_s = 3/2 w_b + 50$; donde w_t es el contenido de humedad del depósito saturado y w_b es el contenido de humedad del depósito previo a la saturación. Dado que se conocen los valores estimados de w_b y w_s para las cuatro

muestras estudiadas, es posible calcular las relaciones individuales entre estos valores para cada muestra, y ver si se acercan a la relación propuesta por Volentik *et al.* (2009).

	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
w_b	30.43	69.27	22.12	11.47
w_s	61.48	128.4	38.04	20.39
w_a	31.05	59.13	15.92	8.92
w_s / w_b	2.02	1.85	1.72	1.78

Tabla 5.10: Valores del contenido de humedad inicial y final medidas en laboratorio para cada una de las muestras; y relación entre ambos valores.

En la tabla 5.10 se observa que las relaciones w_s / w_b presentan valores cercanos a 2, que representa una manera muy simple de ver la relación entre el contenido de humedad antes y después de la saturación. Los valores de w_s en particular, se refieren a la cantidad de agua agregada hasta la saturación, a partir de la humedad base original de la muestra [w_b]. Este valor se calculó tomando en cuenta la máxima diferencia posible; es decir, la diferencia entre la w_b del estado base y el mayor valor de la w_s , entre los resultados de saturación de los diferentes ensayos realizados. El w_a se refiere al contenido de humedad agregado en el proceso de saturación; es decir, corresponde a la diferencia entre el contenido de humedad saturado [w_s] y el contenido de humedad base [w_b].

La tabla 5.11 entrega los valores para cada muestra del peso específico saturado [γ_s] y el peso específico base [γ_t]. γ_s incluiría el peso del contenido de humedad agregado al depósito después de la saturación. Estos fueron calculados a partir de la densidad saturada de las muestras, donde $\gamma_s = \rho_s \times 9,8 \times 10^3$ [N/m³] e $\gamma_t = \rho_t \times 9,8 \times 10^3$ [N/m³].

	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
γ_s [N/m ³]	12.15 x 10 ³	13.05 x 10 ³	17.56 x 10 ³	19.62 x 10 ³
γ_t [N/m ³]	9.8 x 10 ³	8.53 x 10 ³	15.48 x 10 ³	18.13 x 10 ³

Tabla 5.11: Peso específico de las muestras, γ_s calculado a partir del contenido de humedad de saturación.

En los estudios anteriores de Volentik *et al.* (2009) y Amigo (2013), se asumió la relación $\gamma_t=2\gamma_w$, es decir, $\gamma_t= 9.81 \times 10^3$ [N/m³], donde γ_w es el peso específico del agua.

5.5 Densidad

El valor de la densidad in situ se obtiene directamente del lugar de extracción de la muestra bulk destinada para ensayo de corte directo, procurando manipular el material lo menos posible para no alterar el estado de compactación de las partículas in situ. El objetivo de realizar esta medición es reproducir con la mayor exactitud posible la densidad de cada muestra en laboratorio, a la hora de realizar los ensayos de corte directo. Además, la densidad, más adelante entregará un valor aproximado del peso específico γ_t de cada muestra; parámetro necesario para calcular el Factor de Seguridad de los depósitos en cuestión. Dado que por razones prácticas no fue posible llevar un cono de densidad (procedimiento estándar para medir la densidad de depósitos no consolidados in situ) hasta los sitios de extracción de muestras, el procedimiento realizado busca obtener una aproximación del volumen y peso correspondiente a una cantidad acotada de la muestra, sin necesidad de acarrear un cono de densidad hasta los sitios.

El procedimiento realizado para medir la densidad de los depósitos en terreno comienza por cavar un agujero en un lugar plano, de aproximadamente 20 cm de diámetro y 20 cm de profundidad, escogiendo un sitio donde la muestra se vea en apariencia no removilizada, y representativa del estado general del depósito. Al realizar el agujero en el sitio escogido, se debe tener especial cuidado de verter todo el material extraído de este en una bolsa hermética. El agujero se cubre con una bolsa impermeable, teniendo cuidado de adherir la bolsa a los bordes del agujero, para no modificar mayormente su volumen. Luego se procede a llenar el agujero hasta el tope con agua, midiendo el volumen de agua incorporada con un vaso precipitado (ver figura

5.5). De esta manera, se obtiene una medida aproximada del volumen del agujero. Luego, más adelante al pesar el contenido extraído de la bolsa hermética, se obtiene en laboratorio la masa del material que ocupó el volumen ya medido del agujero, lo que permite calcular la densidad in situ de la muestra.

Los pasos anteriormente descritos fueron realizados cuatro veces para los cuatro depósitos en cuestión (Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle); Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast (Volcán Chaitén)); y los resultados obtenidos [ρ_{is}] se aprecian en la primera fila de la tabla 5.12.

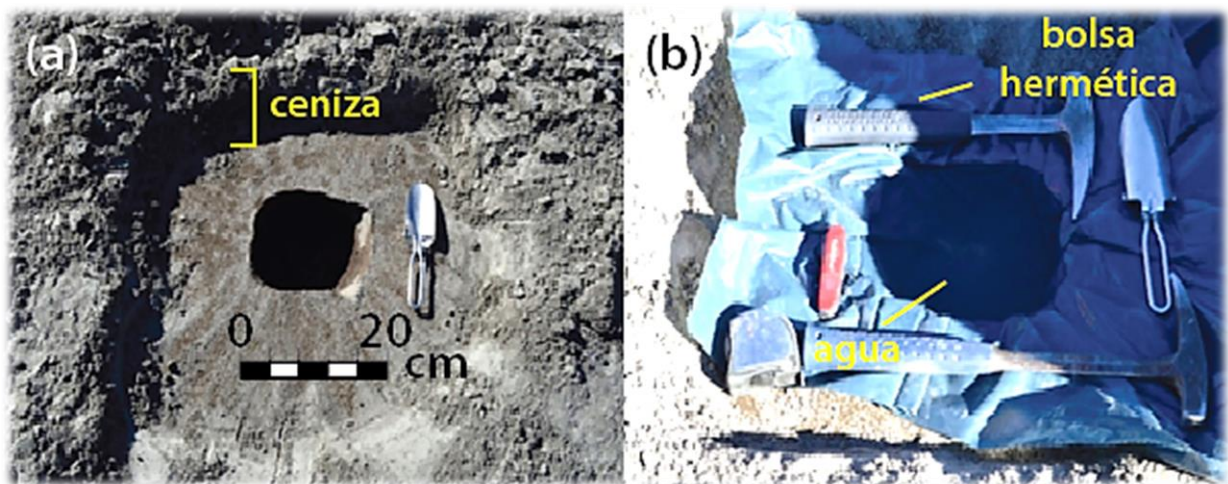


Figura 5.5: (a) Agujero realizado en terreno para extraer el contenido de la muestra y calcular la densidad in situ, en el caso del depósito de flujo piroclástico Río Nilahue (C. Caulle). (b) Agujero cubierto con una bolsa hermética y llenado con agua hasta el tope.

Las densidades que se utilizaron para realizar los ensayos de corte directo a cada una de las muestras difirieron, más o menos según la muestra, respecto a los valores de densidad medidos in situ. Las densidades alcanzadas en laboratorio se obtuvieron según la capacidad que tuvo la muestra para ser compactada dentro de la caja de ensayo; luego de que las muestras fueran trasladadas y removidas de su estado original. El valor de las nuevas densidades obtenidas en laboratorio se calculó a partir del peso del volumen fijo de muestra que fue posible ingresar dentro de la caja de ensayo (12.204 L), por medio de la compactación de la muestra con herramientas del laboratorio (aplanadora y combo). En la segunda fila de la tabla 5.9, las densidades obtenidas de esta manera corresponden a la densidad húmeda [ρ]; ya que se intentó (dentro de lo posible, dado que los sacos de escombros en los que fueron trasladadas

las muestras no eran herméticos), conservar el contenido de humedad que traían las muestras al momento de su extracción.

Las densidades base $[\rho]$ que se tomarán en cuenta a partir de esta sección son las densidades húmedas medidas en laboratorio antes de la saturación de las muestras. Es decir, las que efectivamente se utilizaron para preparar las muestras a la hora de realizar los ensayos de corte directo y obtener los parámetros β y c . Esto es para ser más consistente con los resultados; además, estos valores no son significativamente distintos a los medidos in situ; donde el promedio de densidades es $0.15 \text{ [kg/m}^2\text{]}$, mientras que el de las densidades obtenidas en laboratorio, es de $0.13 \text{ [kg/m}^2\text{]}$. El proceso de medición de la densidad en laboratorio, además, tuvo menos errores asociados (El volumen de la caja es fijo). En adelante se referirá a estos valores simplemente como densidad $[\rho]$.

Para el caso de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle), la muestra fue compactada en la máquina de corte directo hasta alcanzar la densidad in situ (1 g/cm^3) sin mayores dificultades, y sin fracturar la muestra de manera visible.

Para la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle), la densidad in situ fue, en la práctica, imposible de obtener en laboratorio; dado que el comportamiento frágil de los fragmentos tamaño grava de piedra pómez (muy presentes en la muestra) no permitió compactarla hasta la densidad original sin fracturar visiblemente la muestra. La densidad máxima que se pudo obtener se logró ordenando las partículas manualmente, sin uso de combo ni martillo, hasta alcanzar los $0.87 \text{ [g/cm}^3\text{]}$. A pesar del comportamiento frágil de esta muestra, a la hora de la compactación la muestra, al ser observada luego de haber realizado los ensayos de corte, para los tres casos de σ_n , no mostró signos de fracturamiento importante.

Para el caso de la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), la densidad in situ fue en la práctica imposible de obtener en laboratorio, ya que al martillar el material, llegó un punto en que no se pudo seguir comprimiendo (aumentaba de volumen en otro sector de la caja). El valor alcanzado de 1.58 cae dentro de rango establecido por Alfano *et al.* (2010), de entre 1.3 y 1.6 g/cm^3 .

En el caso de la muestra PDC-Blast, no fue posible obtener la densidad medida in situ para la preparación en laboratorio sin fracturar los fragmentos más grandes de la muestra; particularmente los fragmentos de obsidiana tamaño grava. Es posible que al

extraer deliberadamente los fragmentos más grandes de la muestra para realizar el ensayo (la máquina solo admite fragmentos menores a 5cm de diámetro), esto haya disminuido la densidad total de la muestra utilizada para los ensayos, ya que los fragmentos de mayor tamaño suelen ser líticos, que presentan una mayor densidad que los fragmentos de menor tamaño, con una fracción importante de juveniles. Dado que para 3 de 4 muestras la densidad medida in situ fue mayor a la obtenida en laboratorio, posiblemente haya involucrados errores sistemáticos asociados al método de medición de las densidades in situ.

Las densidades secas [ρ_s] expuestas en la tercera fila de la tabla 5.9 se obtuvieron a partir de las mismas bolsas herméticas con las que se midió la densidad in situ. Luego se ser secadas a 50° en el horno del laboratorio, las muestras se pesaron nuevamente, esta vez sin el peso agregado por el contenido de humedad. El peso de la muestra seca, más el volumen de donde fueron extraídas (el mismo volumen utilizado para calcular la densidad in situ), permitieron obtener valores para la densidad seca.

Densidad [g/cm³]	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
ρ_{is} (In situ)	1.0	1.17	1.81	2.18
ρ (Húmeda)	1.0	0.87	1.58	1.85
ρ_s (Seca)	0.76	0.65	1.37	1.56
ρ_{sat} (Saturada)	1.24	1.17	3.37	2

Tabla 5.12: Densidades in situ, húmedas y secas de las cuatro muestras; Flujo Piroclástico Río Nilahue, Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle); Depósito de Caída El Amarillo, y PDC-Blast (V. Chaitén); los últimos valores fueron obtenidos en laboratorio, siguiendo el procedimiento explicado en la sección 5.5.

Como se puede observar en la tabla 5.12, la única muestra que conserva la densidad en laboratorio [ρ] respecto a su densidad in situ [ρ_{is}] es la del Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle). Los depósitos correspondientes a la última erupción del Volcán Chaitén mostraron densidades mayores a las asociadas al Cordón Caulle, donde la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré presentó el valor menor de

densidad $[\rho]$ para efectos de las pruebas de laboratorio. Las densidades secas $[\rho_s]$, por su parte, respetaron el orden correlativo de sus valores respecto a las densidades húmedas $[\rho]$.

Las densidades saturadas $[\rho_{sat}]$ corresponden a la densidad de la muestra una vez agregada el agua para a saturación. Los valores de ρ_s servirán más adelante para obtener el peso específico de la muestra saturada γ_t , necesario para calcular el factor de seguridad de las muestras.

5.6 Ensayos de Corte Directo

Los gráficos presentados en esta sección, con sus tablas respectivas, se obtuvieron a partir de ensayos de corte directo realizados a las cuatro muestras bulk obtenidas en terreno, cada una correspondiente a los depósitos piroclásticos en estudio.

Los ensayos de corte directo se realizaron en condiciones drenadas y saturadas. Dado que, en la naturaleza, los depósitos probablemente se comportarán de manera permeable; gracias a la propiedad porosa y suelta de sus componentes; el drenaje representa de mejor manera el eventual comportamiento de las muestras ante un deslizamiento en su estado natural. Para reproducir la condición de drenaje del suelo, se procura realizar el ensayo de corte a una velocidad de carga suficientemente baja, para permitir el escape del agua por permeabilidad, para evitar sobrepresiones intersticiales $[\mu]$ durante el ensayo.

La saturación, por otro lado, es crucial para modelar el comportamiento de los depósitos, ya que el fenómeno que se pretende estudiar es el de fallamiento por la disminución de la resistencia del material, causado por la infiltración de lluvia. Por esto, la condición saturada refleja mucho mejor la resistencia del material para estas circunstancias en particular.

Los valores tabulados de tensión horizontal $[\tau_h]$ peak y residual extraídos a partir de los gráficos de tensión/deformación horizontal $[\tau_h/\epsilon_h]$, para cada curva a tensión vertical constante $[\sigma]$, corresponden al mayor valor de la intersección de cada curva con el eje x $[\tau]$, para el caso de los valores peak; y al valor de la intersección con el eje x del último punto de la curva, para el caso de los valores residuales.

Para obtener la recta envolvente representativa de cada muestra, fue necesario realizar los ensayos de corte primero a tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, luego a σ_1 y finalmente a σ_2 [kgf/cm²]. Estos valores de tensión vertical [σ] constante se escogieron por ser los más bajos con los que típicamente se trabaja para este tipo de ensayos; el ensayo realizado a menor carga vertical es seguido por otro al doble de la carga anterior, y luego el tercer ensayo se realiza al doble de la carga vertical que el segundo ensayo. Se escogieron valores bajos de carga vertical, dado que para el caso real de un deslizamiento por falla, el depósito no estaría sujeto a una carga vertical [σ] muy significativa. Además, dada la condición frágil de los suelos en cuestión (alto contenido de fragmentos juveniles), realizar los ensayos a baja carga vertical [σ] constante disminuye la tensión total a la que son sometidos los suelos antes de fallar, evitando un fracturamiento excesivo de las muestras durante las pruebas de laboratorio, que podría eventualmente alterar el resultado final de la resistencia al corte [τ_p], modificando la distribución granulométrica real de los suelos. En las observaciones que se realizaron a las muestras después de realizar cada uno de los ensayos, ninguna presentó un fracturamiento a simple vista significativo, para todos los valores escogidos de σ .

Debido a anomalías surgidas al graficar los resultados respecto al comportamiento de un suelo típico, en algunas de las muestras, fue necesario repetir ensayos, para corroborar el comportamiento de las curvas; ya sea para el caso del gráfico de deformación horizontal/deformación vertical ($\varepsilon_h/\varepsilon_v$) en la muestra Flujo Piroclástico Nilahue (Cordón Caulle) expuesta en la sección 5.6.1, en la que se presentan los gráficos de tensión/deformación horizontal (τ_h/ε_h) y deformación horizontal/deformación vertical ($\varepsilon_h/\varepsilon_v$); como para las rectas envolventes expuestas en la sección 5.6.2, donde se presentan las curvas envolventes peak y residuales para cada una de las muestras; con las respectivas repeticiones de ensayos realizadas selectivamente para los casos anteriormente mencionados.

5.6.1 Flujo Piroclástico- Río Nilahue- Cordon Caulle

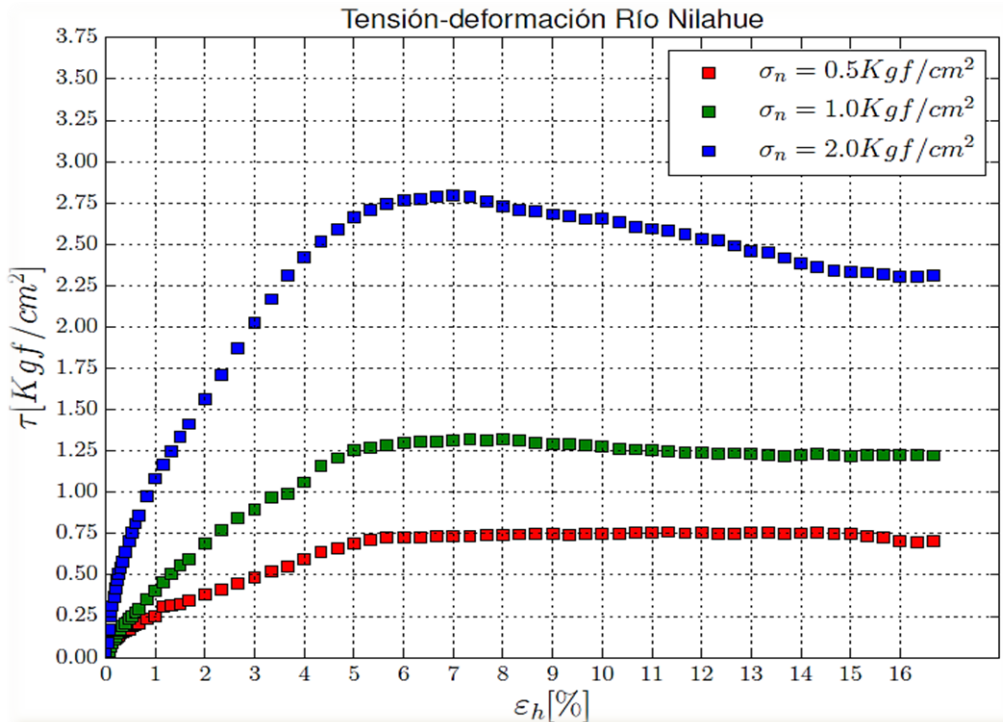


Figura 5.6: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal (τ/ϵ_h) para la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue-C. Caulle. Aparecen representadas tres curvas que corresponden al ensayo de corte directo realizado a tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 [Kgf/cm²].

Las resistencias al corte o tensiones peak [τ_p] de las curvas $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 son de 0.7602, 1.3184 y 2.7954 [kgf/m²] respectivamente. Estos valores no varían demasiado de los de resistencia residual [τ_r], de 0.7382, 1.2346 y 2.3142 [kgf/m²]. Para el caso de la curva σ_2 , el valor peak se muestra levemente más pronunciado respecto al residual, en relación a las otras dos curvas. Tanto la resistencia peak como la de corte aumentan con una mayor tensión vertical (Figura 5.10). Tanto la resistencia peak como la de corte aumentan con una mayor tensión vertical (Tabla 5.13).

Tensión vertical constante σ [Kgf/cm ²]	Resistencia al corte τ_p [Kgf/cm ²]	Resistencia residual τ_r [Kgf/cm ²]
0.5	0.7602	0.7362
1	1.3184	1.2346
2	2.7954	2.3142

Tabla 5.13: Valores de resistencia al corte peak y residual obtenidos a partir del gráfico tensión/deformación para la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caille).

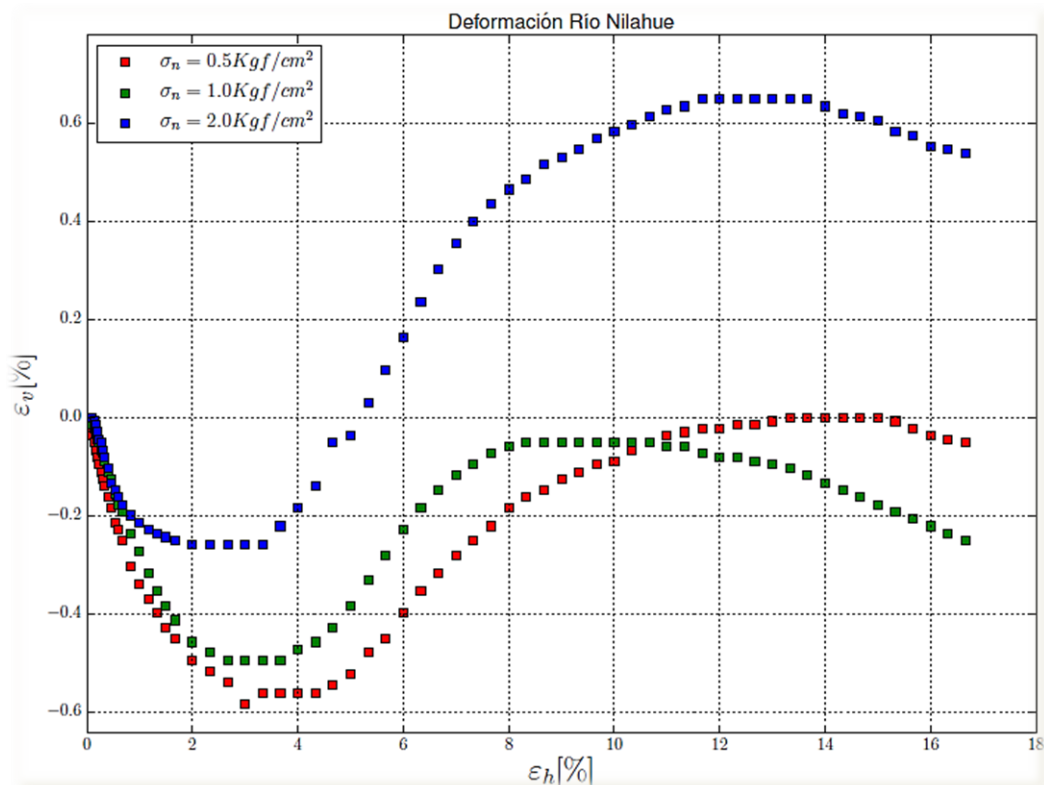


Figura 5.11: Gráfico de deformación horizontal/ deformación vertical (ϵ_h/ϵ_v) para los ensayos correspondientes a la tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 [Kgf/cm²]; muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caille)

Como se observa en la figura 5.11, el comportamiento de la deformación vertical con respecto a la deformación horizontal de la muestra Río Nilahue exhibe un valor peak positivo mayor para la curva σ_2 , seguido por la curva σ_1 , y luego la $\sigma_{0.5}$; a medida que se aumenta la tensión horizontal a tasa constante en el experimento. Es decir, la muestra se dilata más para un valor mayor de tensión vertical constante σ . Las curvas,

además, para los casos σ_1 y σ_2 se intersectan en la segunda mitad del experimento.

Dado que tanto la relación directamente proporcional entre la deformación vertical positiva y la carga, y la intersección entre las curvas de deformación presentan un comportamiento anormal respecto a un gráfico típico de $[\varepsilon_v/\varepsilon_h]$ (la deformación de las muestras debería ser inversamente proporcional a la tensión vertical aplicada), se determina hacer una repetición de los ensayos a tensiones σ_1 y σ_2 , para evaluar si el comportamiento atípico se repite con los nuevos resultados.

5.6.1 Flujo Piroclástico- Río Nilahue 2.0- Cordón Caulle

A continuación se presentan el gráfico de tensión-deformación $[\tau_h/\varepsilon_h]$ construido a partir de la repetición de los ensayos a tensión vertical constante $\sigma_n=1$ y $\sigma_n=2$, conservando la curva correspondiente al ensayo de tensión vertical constante $\sigma_n=0.5$ realizado anteriormente.

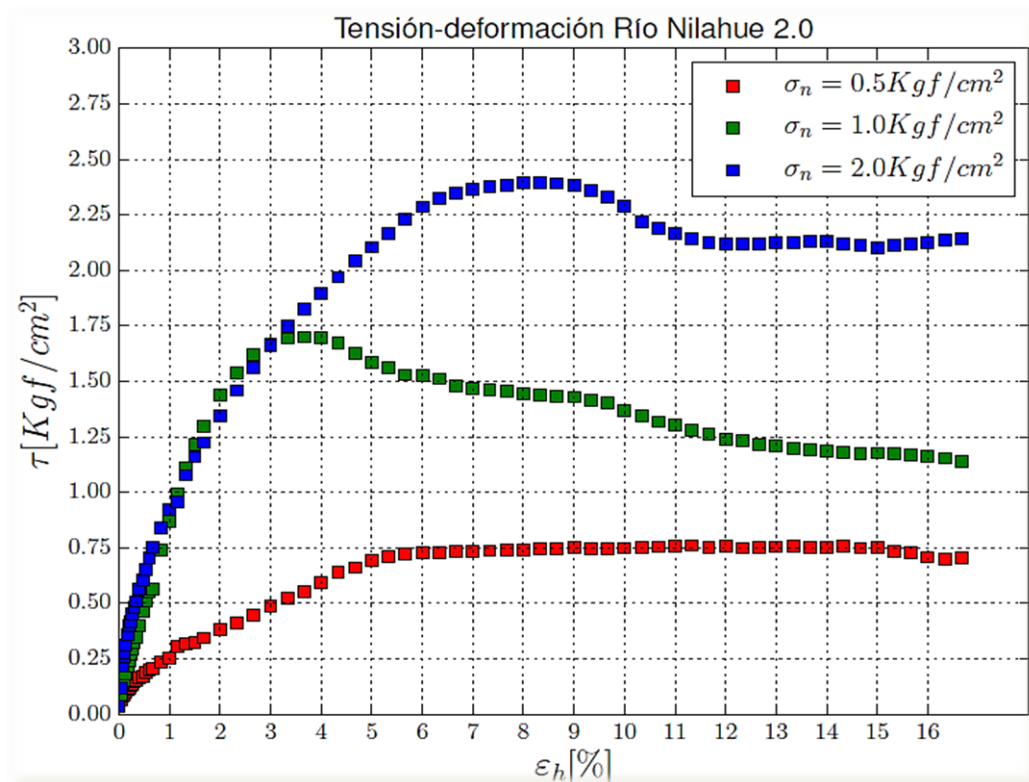


Figura 5.12: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\varepsilon_h]$; construido usando los valores de las repeticiones de los ensayos para σ_1 y σ_2 ; muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caulle).

El nuevo gráfico tensión/deformación 2.0 (figura 5.12) presenta una anomalía entre la curva σ_1 y σ_2 , donde la primera cruza la segunda, superando levemente sus valores de tensión horizontal en un segmento de la primera mitad del experimento. Luego, estos valores se regularizan, exhibiendo un comportamiento normal durante el resto del experimento.

Tensión vertical constante σ [Kgf/cm ²]	Resistencia al corte τ_p [Kgf/cm ²]	Resistencia residual τ_r [Kgf/cm ²]
0.5	0.7602	0.7362
1	1.6992	1.1517
2	2.3937	2.1694

Tabla 5.14: Valores de resistencia al corte peak y residual obtenidos a partir del gráfico tensión/deformación 2.0 para la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caulle), considerando la repetición de los ensayos a σ_1 y σ_2 .

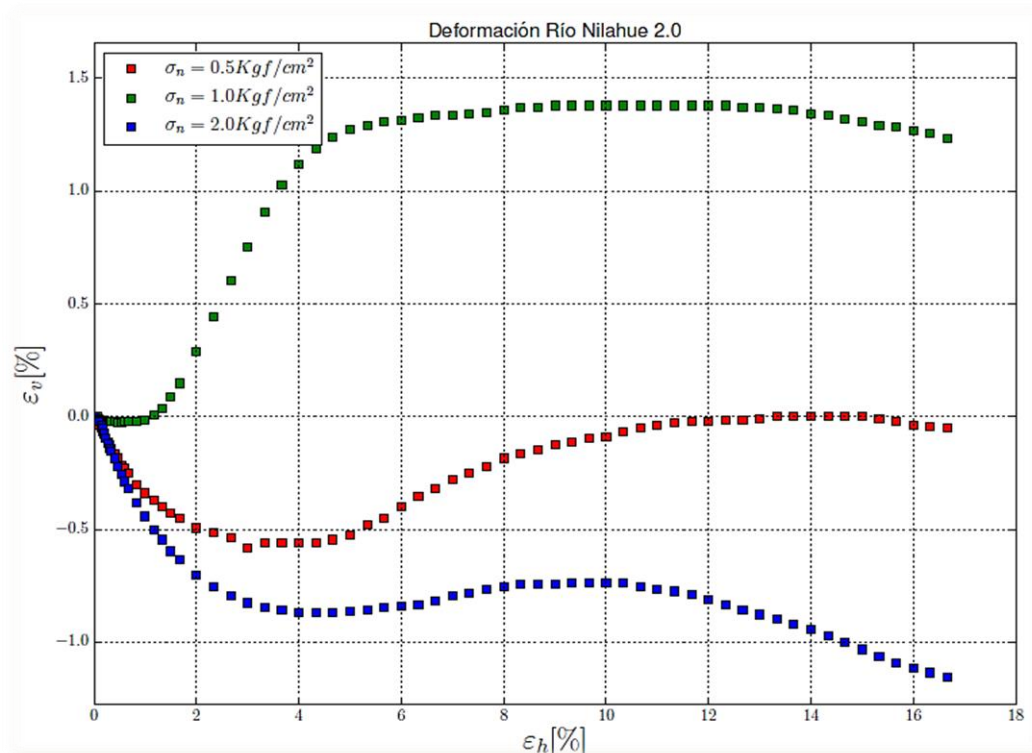


Figura 5.13: Gráfico 2.0 de la deformación horizontal/ deformación vertical [$\varepsilon_h/ \varepsilon_v$] de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caulle), correspondiente al set de ensayos que incluye las repeticiones.

El gráfico Río Nilahue 2.0 (figura 5.13) representa la deformación vertical para la repetición de los casos σ_1 y σ_2 . Este presenta aun un comportamiento alterado de las curvas de deformación; donde la curva σ_1 muestra una correlación esperada respecto a la curva σ_2 , pero la curva $\sigma_{0.5}$ se ubica entre medio de ambas, no respetando la proporción inversa esperada para la tensión vertical con el aumento de la deformación vertical en la dirección positiva.

5.6.2 Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré- Cordón Caulle

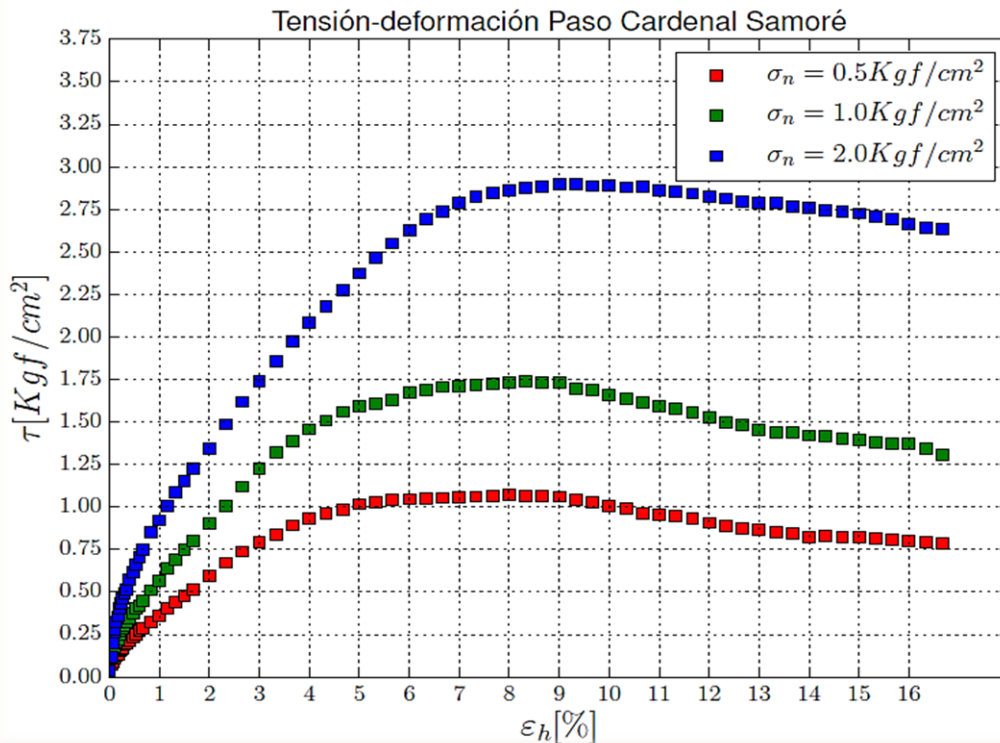


Figura 5.14: Gráfico que representa las curvas de tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\epsilon_h]$ para la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle); para cada ensayo realizado a tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_2 y σ_2 .

En la figura 5.14 se aprecia un comportamiento esperable para las curvas correspondientes a las tensiones verticales constantes $\sigma_{0.5}$, σ_2 y σ_2 ; donde estas presentan una mayor resistencia al corte $[\tau]$ para una mayor tensión vertical constante $[\sigma]$. Como se puede apreciar en la tabla 5.15, los valores de resistencia peak o de corte $[\tau_p]$ no varían significativamente respecto a los valores de resistencia residual $[\tau_r]$.

Tensión vertical constante σ [Kgf/cm ²]	Resistencia al corte τ_p [Kgf/cm ²]	Resistencia residual τ_r [Kgf/cm ²]
0.5	1.0687	0.7382
1	1.7375	1.2876
2	2.8966	2.6241

Tabla 5.15: Valores de resistencia al corte peak y residual obtenidos a partir del gráfico tensión/deformación $[\tau/\epsilon]$ para la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle), para cada uno de los ensayos a tensión vertical constante $[\sigma]$ 0.5, 1 y 2.

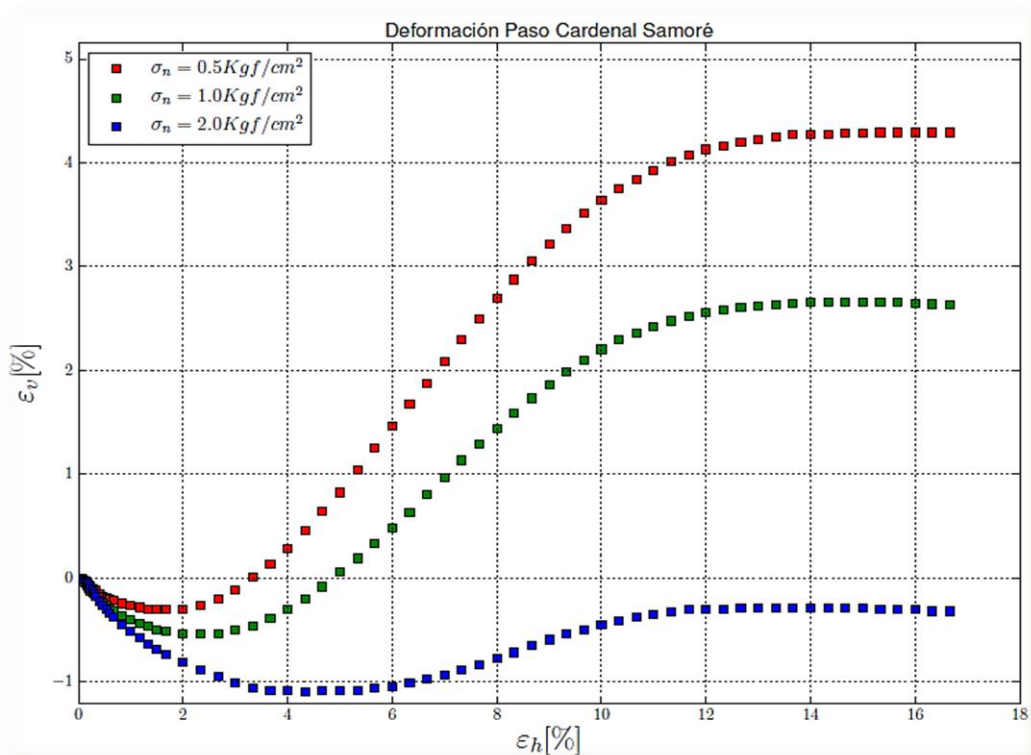


Figura 5.15: Gráfico que representa la deformación horizontal/deformación vertical $[\epsilon_h/\epsilon_v]$ de la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle); para cada una de las tensiones verticales constantes $[\sigma]$ 0.5, 1 y 2.

En el gráfico deformación horizontal/deformación vertical $[\epsilon_h/\epsilon_v]$ (figura 5.15) se aprecian las tres curvas para cada tensión vertical constante $[\sigma]$, que exhiben un comportamiento muy homogéneo y acorde con los esperado para estas curvas típicas; la deformación vertical $[\epsilon_v]$ positiva es mayor para una menor carga vertical constante $[\sigma]$.

5.6.3 Depósito de Caída El Amarillo- Volcán Chaitén

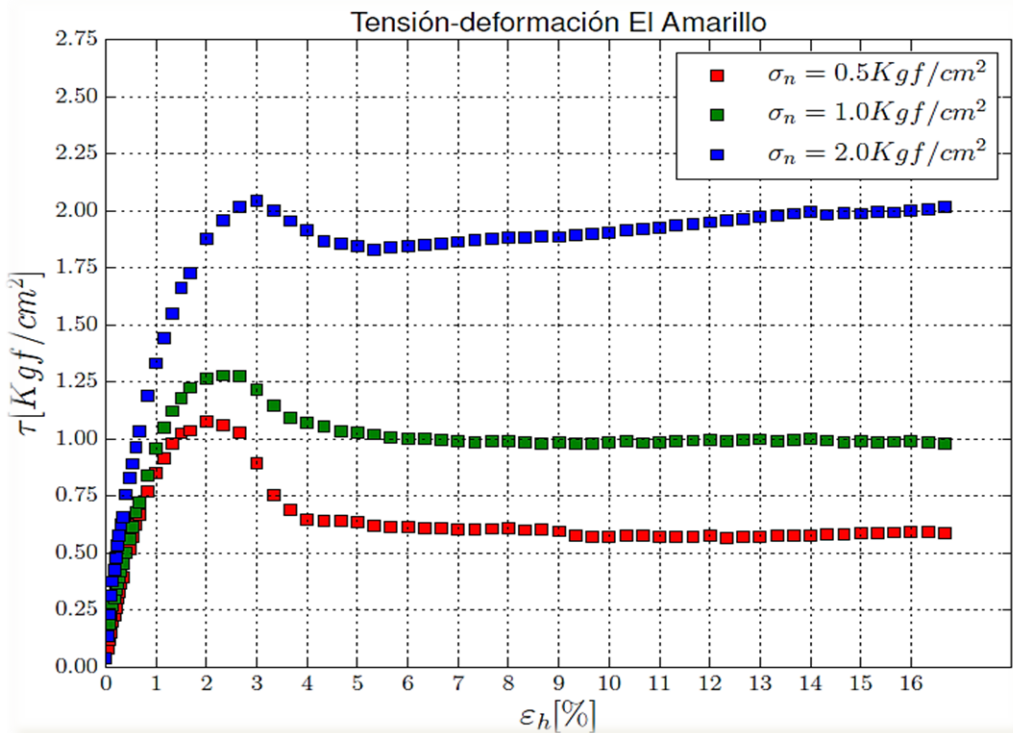


Figura 5.16: Gráfico tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\epsilon_h]$ de la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén), donde cada curva representa un ensayo de corte realizado a tensión vertical constante $[\sigma]$ a 0.5, 1 y 2 $[\text{kg}/\text{m}^2]$ respectivamente.

En el gráfico tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\epsilon_h]$ correspondiente a la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén) representado en la figura 5.16, se observa que las curvas $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 se comportan de manera regular, donde la resistencia $[\tau]$ es directamente proporcional a la carga vertical constante $[\sigma]$ aplicada. Las curvas, además, exhiben marcado peak en un tiempo similar dentro del ensayo, para los tres casos. Los valores obtenidos de la resistencia peak y residual se pueden observar en la tabla 5.16, donde estos valores tienen una varían significativamente unos de otros.

Tensión vertical constante σ [Kgf/cm ²]	Resistencia al corte τ_p [Kgf/cm ²]	Resistencia residual τ_r [Kgf/cm ²]
0.5	1.0754	0.5763
1	1.2781	0.9872
2	2.0427	2.1164

Tabla 5.16: Valores de la resistencia al corte peak [τ_p] y residual [τ_r], para cada curva de tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 ; correspondientes a la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén).

Respecto a la curva correspondiente a la tensión vertical σ_2 , el comportamiento residual luego del momento del corte es anómalo, ya que la resistencia aumenta su valor hacia el final del ensayo, en lugar de estabilizarse en un valor residual. Por este motivo, se determina realizar nuevamente el ensayo a tensión vertical constante σ_2 , para corregir el comportamiento de esta curva.

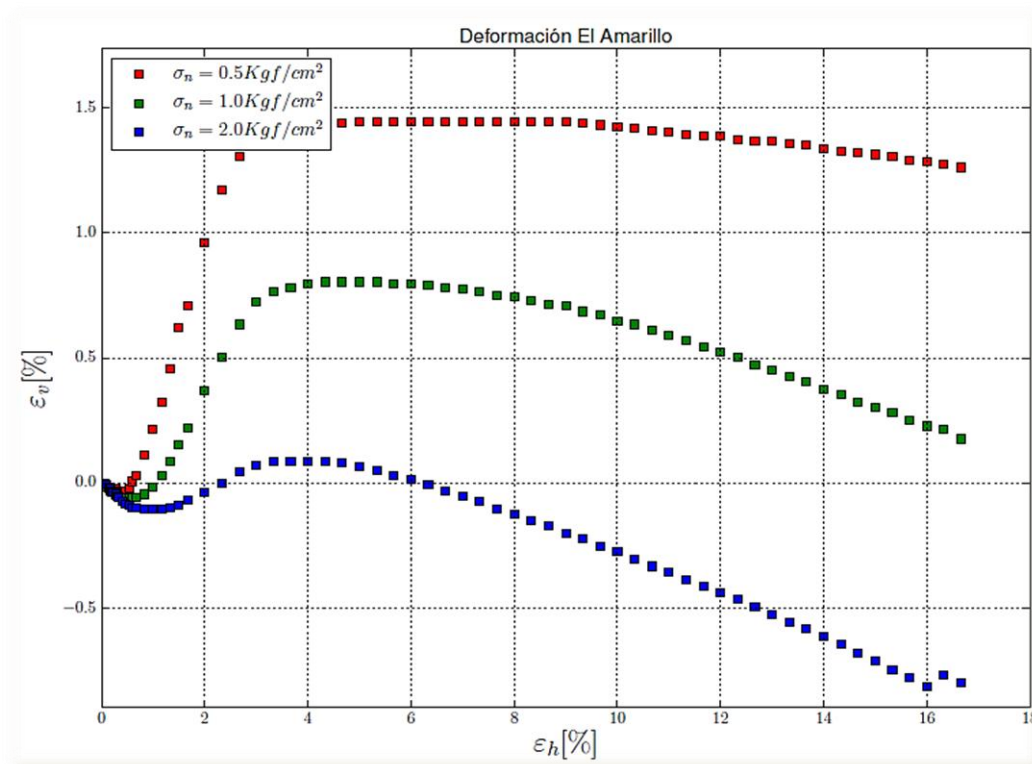


Figura 5.17: Gráfico que representa la deformación horizontal/ deformación vertical [ϵ_h/ϵ_v] de la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén), para cada ensayo realizado a tensión vertical constante [σ], a 0.5, 1 y 2 [Kgf/cm²].

El gráfico deformación horizontal/ deformación vertical $[\varepsilon_h/\varepsilon_v]$ (figura 5.17) presenta una forma análoga para cada una de las curvas a tensión vertical constante $[\sigma]$. Las curvas respetan la relación inversa entre deformación vertical positiva $[\varepsilon_v]$ y tensión vertical constante $[\sigma]$, y no muestran anomalías, salvo una leve inflexión en la curva σ_2 al final del experimento.

5.6.4 Depósito de Caída El Amarillo 2.0- Volcán Chaitén

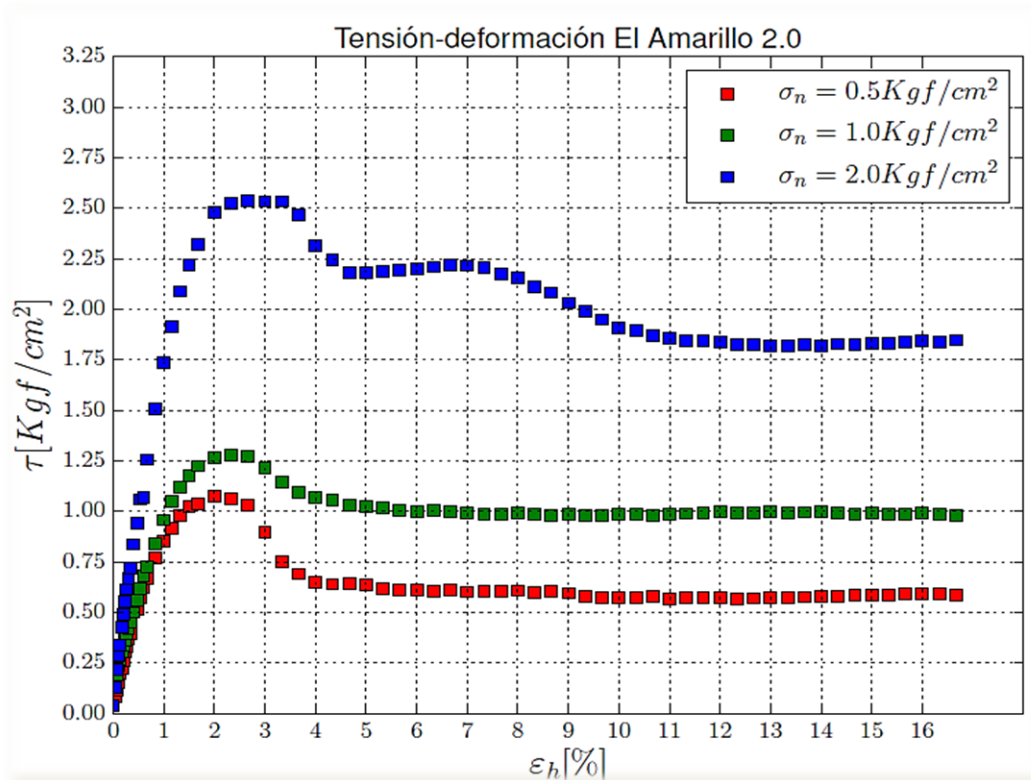


Figura 5.18: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal 2.0 $[\tau_h/\varepsilon_h]$ construido con los datos de la repetición de la curva a tensión vertical constante $[\sigma]$ 2 $[\text{kg/m}^2]$; correspondientes a la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén).

El nuevo gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\varepsilon_h]$ realizado a la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén) (figura 5.18) arroja una curva atípica para el caso σ_2 , que luego del peak correspondiente a la tensión de corte, muestra un valor que se estabiliza en torno a los 2.25 $[\text{kgf/m}^2]$ de tensión horizontal $[\tau]$ en el eje x. Hacia el final del experimento, la curva se regulariza, exhibiendo un comportamiento normal de tensión residual. Las curvas en general, como se puede

observar en la tabla 5.17, tienen valores peak que difieren significativamente de sus valores de tensión residual.

Tensión vertical constante σ [Kgf/cm ²]	Resistencia al corte τ_p [Kgf/cm ²]	Resistencia residual τ_r [Kgf/cm ²]
0.5	1.0754	0.5763
1	1.2781	0.9872
2	2.5348	1.8265

Tabla 5.17: Valores de a resistencia al corte peak [τ_p] y residual [τ_r], obtenidos del gráfico tensión horizontal/deformación horizontal 2.0 [τ_h/ε_h], a partir de la repetición del ensayo a σ_2 ; correspondientes a la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén).

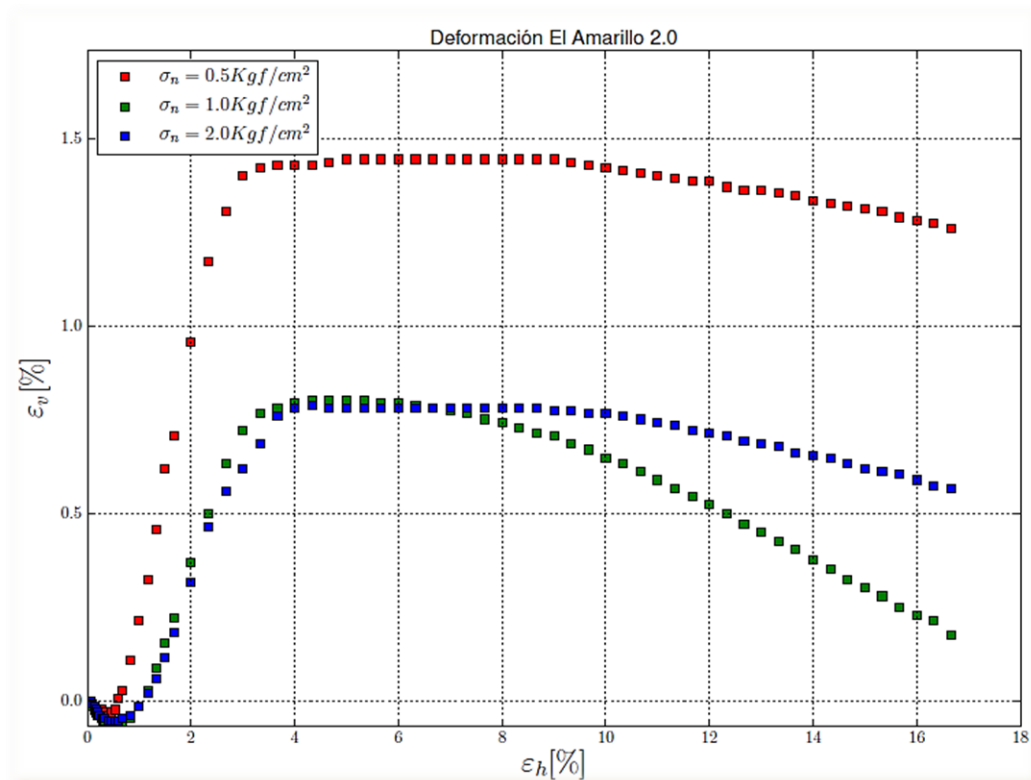


Figura 5.19: Gráfico que representa la deformación horizontal/ deformación vertical 2.0 [$\varepsilon_h/\varepsilon_v$] de la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén), considerando la curva del nuevo ensayo realizado para la curva σ_2 .

La deformación vertical versus la deformación horizontal, para cada ensayo a tensión vertical constante [σ] representada en la figura 5.19, muestra un comportamiento atípico para la curva σ_2 ; que presenta una menor deformación vertical

positiva que la curva σ_1 , antes y después de alcanzar el valor peak, siendo esta mayor solo en el intervalo correspondiente al valor peak, entre el 2 y 6% de la ε_h [%], aproximadamente.

5.6.5 Flujo PDC-Blast- Volcán Chaitén

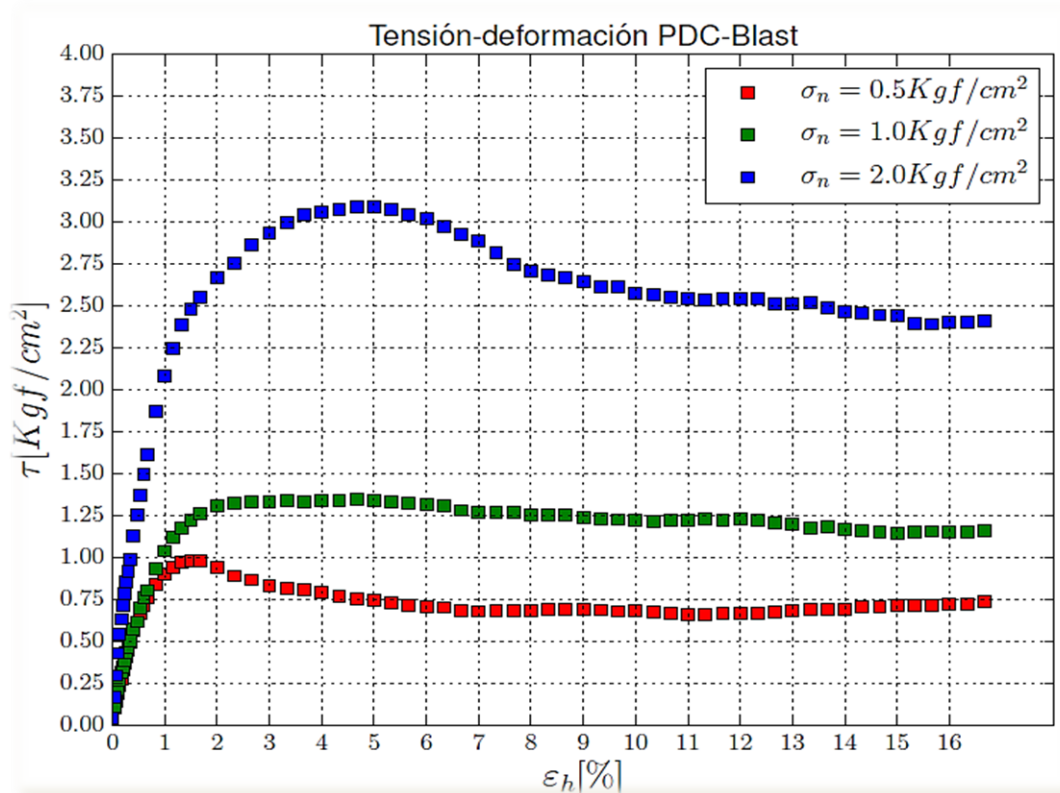


Figura 5.20: Gráfico de tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\varepsilon_h]$ construido a partir de los ensayos a tensión vertical constante $[\sigma]$ 0.5, 1 y 2 $[kg/m^2]$; correspondientes a la muestra PDC- Blast (V. Chaitén).

El gráfico tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau_h/\varepsilon_h]$ (figura 5.20) construido a partir de los ensayos a tensión vertical constante $[\sigma]$ 0.5, 1 y 2 $[kg/m^2]$ exhibe un comportamiento esperado para las tres curvas; que cumplen con la proporcionalidad directa de la tensión $[\tau_h]$ respecto al aumento de la carga vertical fija $[\sigma]$. Como se puede apreciar en la tabla 5.18, las curvas $\sigma_{0.5}$ y σ_1 muestran muy poca variación entre sus valores de tensiones peak $[\tau_p]$ y residual $[\tau_r]$. En cambio, la curva σ_2 presenta un valor de tensión peak $[\tau_p]$ mucho más marcado.

Tensión vertical constante σ [Kgf/cm ²]	Resistencia al corte peak τ_p [Kgf/cm ²]	Resistencia residual τ_r [Kgf/cm ²]
0.5	0.9819	0.7568
1	1.3464	1.2156
2	3.0899	2.4652

Tabla 5.18: Representa los valores de la resistencia al corte peak [τ_p] y residual [τ_r], obtenidos del gráfico tensión horizontal/deformación horizontal [τ_h/ϵ_h]; correspondientes a la muestra PDC- Blast (V. Chaitén); para los valores 0.5, 1 y 2 [Kgf/cm²] de tensión vertical constante [σ].

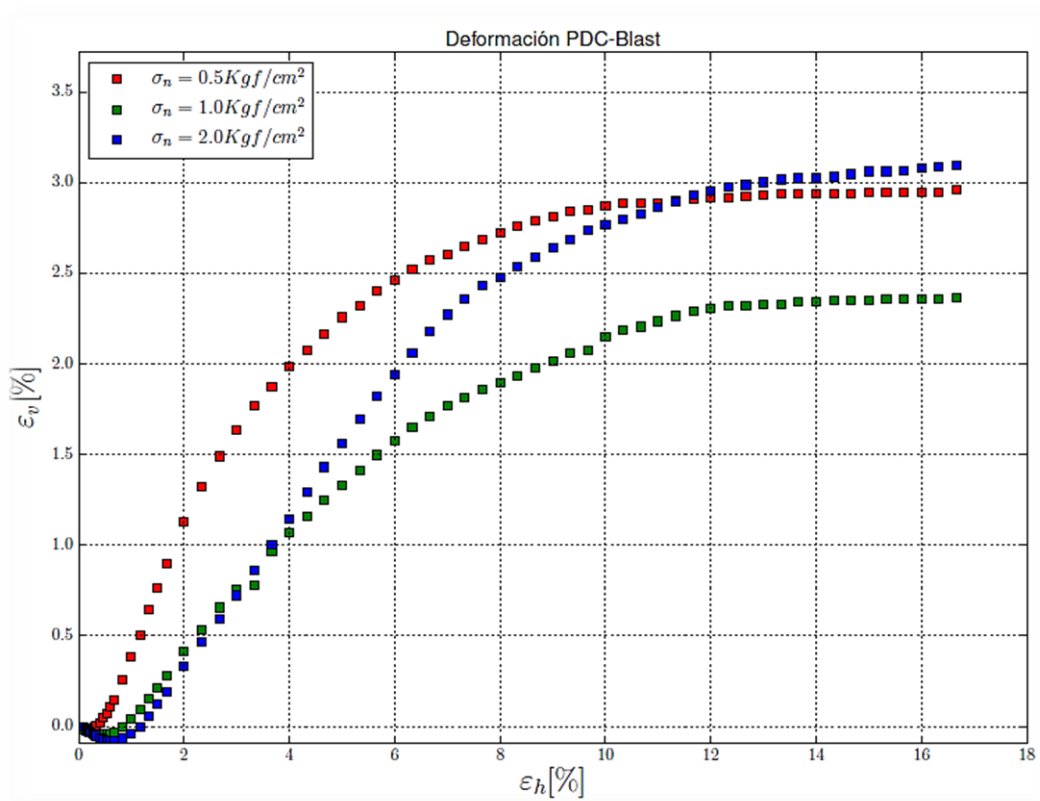


Figura 5.21: Representación gráfica de la deformación horizontal/ deformación vertical [ϵ_h/ϵ_v] de la muestra PDC- Blast (V. Chaitén); este muestra la curva para cada ensayo a carga vertical constante [σ] de 0.5, 1 y 2 [Kgf/cm²].

La deformación vertical [ϵ_v] versus la deformación horizontal [ϵ_h] de los ensayos a $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 representadas el gráfico de la figura 5.21, respetan la proporcionalidad inversa esperada para la deformación vertical [ϵ_v] respecto al valor de la carga constante [σ]. Sin embargo, la curva $\sigma_{0.5}$ deja de cumplir la proporción durante la primera mitad del ensayo, superando a las curvas σ_1 y σ_2 en deformación vertical positiva, para la última mitad del ensayo.

A continuación en la tabla 5.19, se puede observar la variación de la resistencia al corte entre los ensayos repetidos a $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 para cada una de las muestras, y sus respectivas repeticiones. Las muestras Depósito de Caída Cardenal Samoré y PDC-Blast son las más sensibles en su resistencia al corte con la variación de la carga vertical constante $[\sigma]$, mientras que la muestra El Amarillo es la menos sensible a estos efectos. Posiblemente se deba a un empaquetamiento mayor de las partículas en un estado inicial de la muestra, dado que El Amarillo es la muestra con la segunda mayor densidad (1.58 g/cm^3 , ver tabla 6.9). La muestra Depósito de Caída Cardenal Samoré, por otro lado, es la que presenta una menor densidad (0.87 g/cm^3), y probablemente un empaquetamiento menos denso, debido su carácter más rico en partículas de tamaño grueso. La muestra PDC-Blast, a pesar de mostrar una mayor densidad (1.85 g/cm^3), no necesariamente presentará un mejor empaquetamiento de sus partículas; es la muestra más pobre en tamaño fino. Además, el valor alto de la densidad se podría deber en parte al carácter denso de sus fragmentos líticos predominantes, más que a un mayor empaquetamiento de las partículas.

Resistencia al Corte (residual) τ_r [kgf/m²]				
Tensión vertical	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
$\sigma_n=0,5$	0.7362	0.7382	0.5763	0.7568
$\sigma_n=1$	1.2346	1.2876	0.9872	1.2156
$\sigma_n=2$	2.3142	2.6241	1.8265	2.4652
$\Delta \tau_h$	1.578	1.8859	1.2502	1.7084

Tabla 5.19: Esta tabla muestra la resistencia al corte residual de todas las muestras, junto con la variación de los valores de resistencia al corte entre la mayor tensión vertical constante ($\sigma_{0.5}$) y la mayor (σ_2).

5.7 Rectas Envolventes

Para obtener la recta envolvente representativa de cada muestra, fue necesario realizar los ensayos de corte primero a tensión vertical constante $\sigma_{0.5}$, luego a σ_1 y finalmente a σ_2 [kgf/m²]. Estos valores de tensión vertical $[\sigma]$ constante se escogieron por ser los más bajos con los que típicamente se trabaja en este tipo de ensayos; donde

el ensayo realizado a menor carga vertical es seguido por otro al doble de la carga anterior, y luego el tercer ensayo se realiza al doble de la carga vertical que el segundo ensayo. Se escogieron valores bajos de carga vertical, dado que para el caso real de un deslizamiento por falla, el depósito no estaría sujeto a una carga vertical $[\sigma]$ muy significativa. Además, dada la condición frágil de los suelos en cuestión (alto contenido de fragmentos juveniles), realizar los ensayos a baja carga vertical $[\sigma]$ constante disminuye la tensión total a la que son sometidos los suelos antes de fallar, evitando un fracturamiento excesivo de las muestras durante las pruebas de laboratorio, que podría eventualmente alterar el resultado final de la resistencia al corte $[\tau_p]$, modificando la distribución granulométrica real de los suelos.

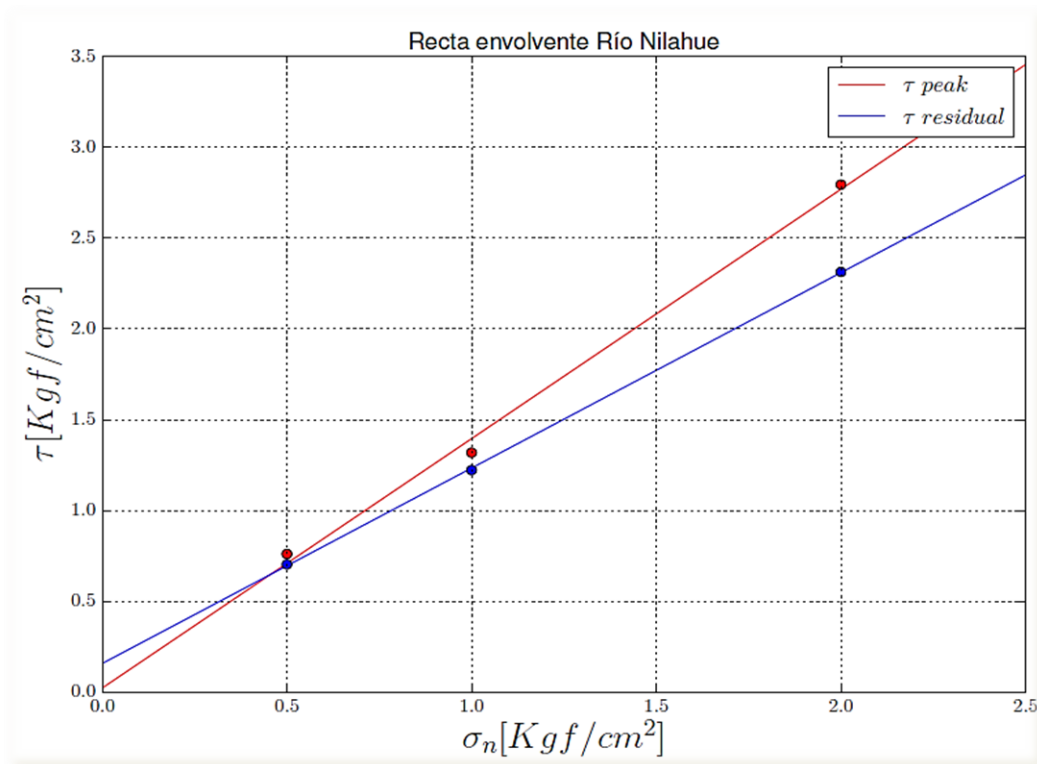


Figura 5.22: Gráfico $[\tau_h/\tau_v]$ de las rectas envolventes peak y residual, correspondientes a la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caulle). Los valores de la tensión vertical $[\tau_v]$ son $\sigma_{0.5}$, σ_1 y σ_2 [Kg f/cm^2], las cargas constantes correspondientes a cada ensayo. Los valores de la tensión horizontal $[\tau_h]$ son los valores peak y residual de cada ensayo para las rectas

Como se observa en la figura 5.22, para el caso de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle), ambas rectas envolventes (peak y residual) exhiben un comportamiento típico, donde la curva peak tiene una mayor pendiente que la residual. El valor del residuo $[r]$ de la regresión lineal para ambas rectas se mantiene dentro de

valores muy cercanos a 0, como se puede apreciar más adelante en la tabla 5.18. La pendiente de ambas curvas tiene el valor de 53.95° y 47.11° , que representan el ángulo de fricción interna $[\beta]$ para la curva peak y residual, respectivamente. La cohesión $[c]$, por su parte, entrega valores de 200 y 1600 $[\text{kg}/\text{m}^2]$.

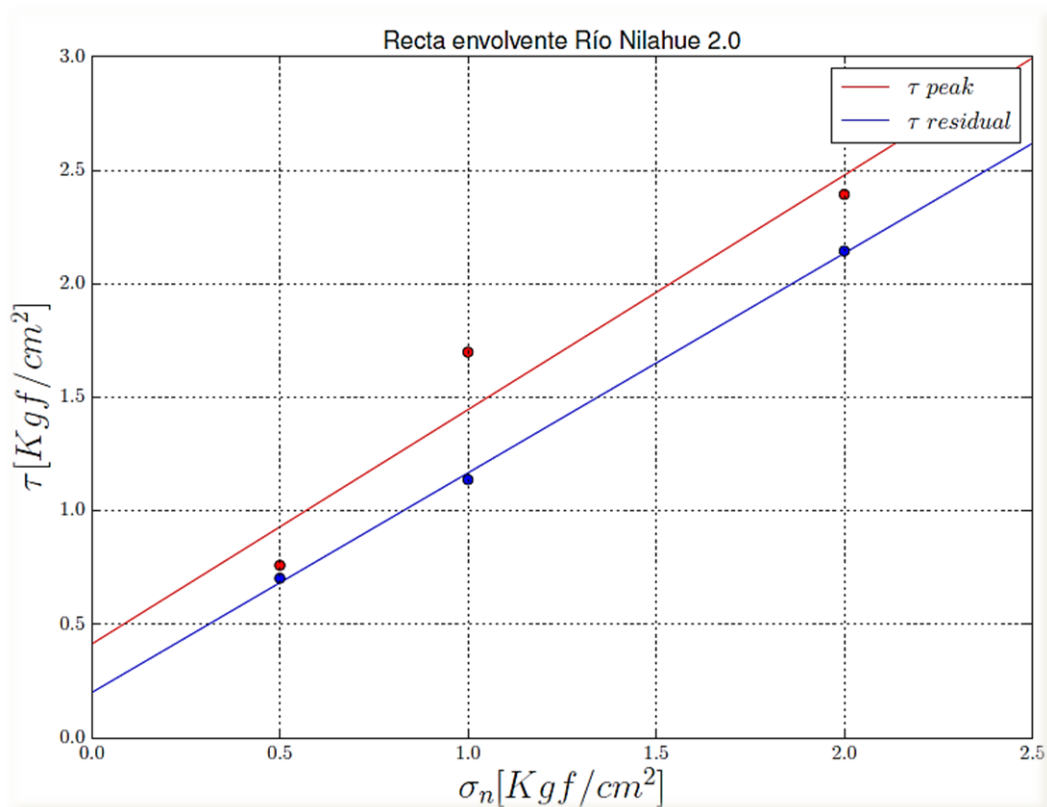


Figura 5.23: Rectas envolventes 2.0 para el caso de la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caille), construida utilizando los datos de la repetición de los ensayos a σ_1 y σ_2 .

El gráfico de las rectas envolventes (figura 5.23) construido a partir de la repetición de los ensayos a σ_1 y σ_2 , muestra un comportamiento de las rectas cercano al esperado, donde estas tienen una pendiente muy similar; con la peak superando levemente la residual. Sin embargo, se observa un empeoramiento notable en la regresión lineal de las rectas, en particular para la recta peak, que muestra un residuo $[r]$ del orden de 0.1 (ver tabla 5.18), en contraste con los valores anteriores, en el orden de 0.001-0.0001.

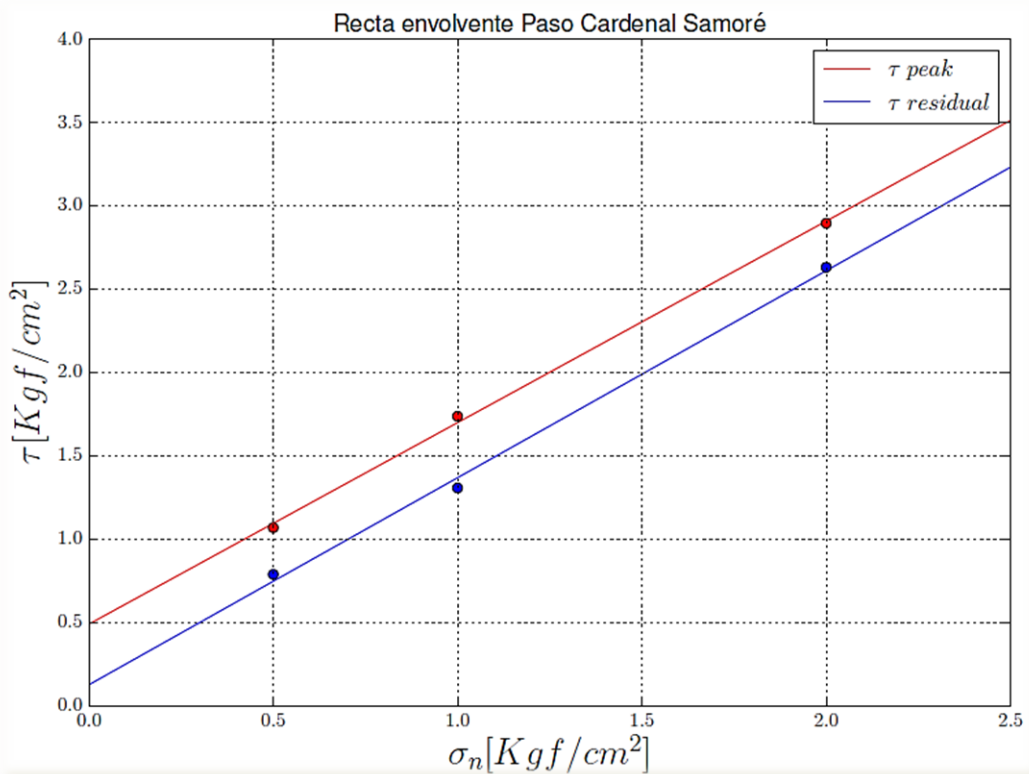


Figura 5.24: Gráfico de las rectas envolventes peak y residual obtenidas de la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré (C. Caille).

Las Rectas envolventes peak y residual obtenidas de la muestra Depósito de caída Paso Cardenal Samoré (C. Caille) se aprecian prácticamente paralelas en la figura 5.24. En la tabla 5.18 se puede observar que las pendientes de ambas rectas [β] presentan valores muy similares, de 50.43° y 51.19° para los valores peak y residual respectivos. La cohesión [c], por su parte, es mayor (4900 [kg/m²]) para los valores peak; y menor para los valores residuales (1300 [kg/m²]). El residuo [r] para cada recta presenta valores muy cercanos a 0.

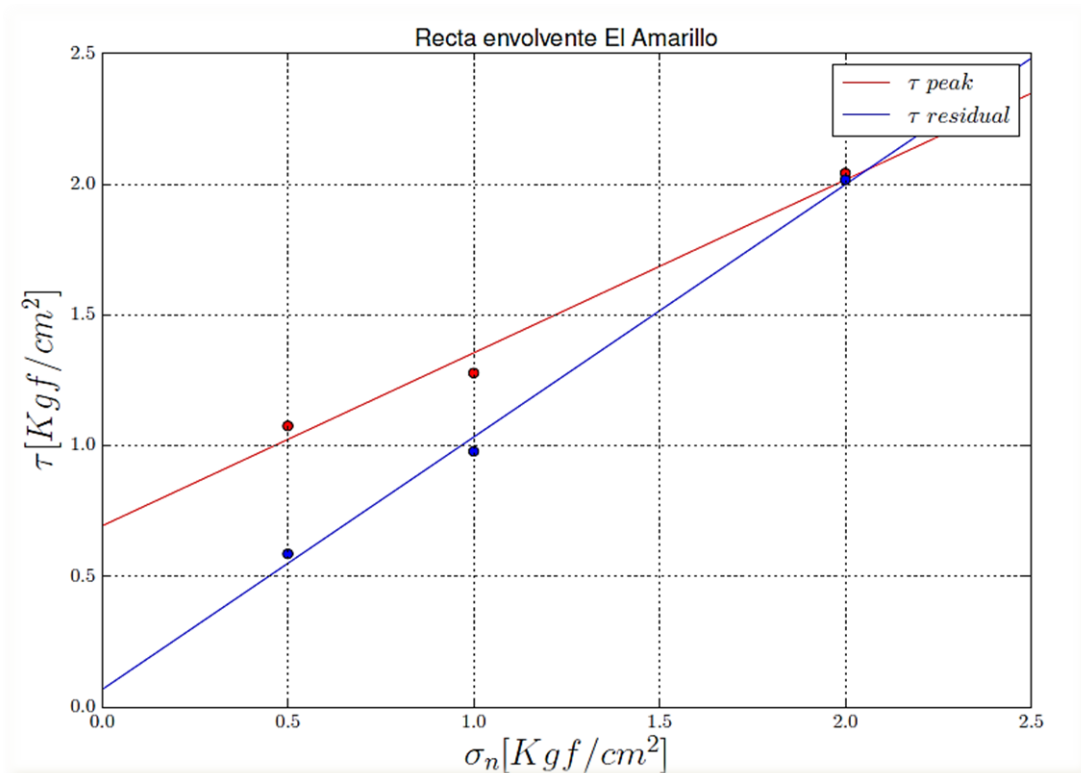


Figura 5.25: Gráfico que representa las rectas envolventes $[\tau/\sigma]$ peak y residual, construidas a partir del gráfico tensión/deformación horizontal $[\tau_h/\epsilon_h]$, para la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén).

Las rectas envolventes peak y residual correspondientes a la muestra Depósito de caída El Amarillo (Volcán Chaitén) que se observan en la figura 5.25, muestran un comportamiento atípico, ya que la pendiente de la recta envolvente peak es menor a la de la recta envolvente residual, como se puede apreciar numéricamente en la tabla 5.18, donde la pendiente $[\beta]$ peak tiene un valor de 33.5° , y la residual de 44.01° . El valor de la cohesión $[c]$ tiene un valor elevado para el caso peak, de 6900 $[\text{kg}/\text{m}^2]$, y un valor bastante menor para el caso residual, de 700 $[\text{kg}/\text{m}^2]$. El valor de los residuos $[r]$ para ambas regresiones lineales se acerca al 0.

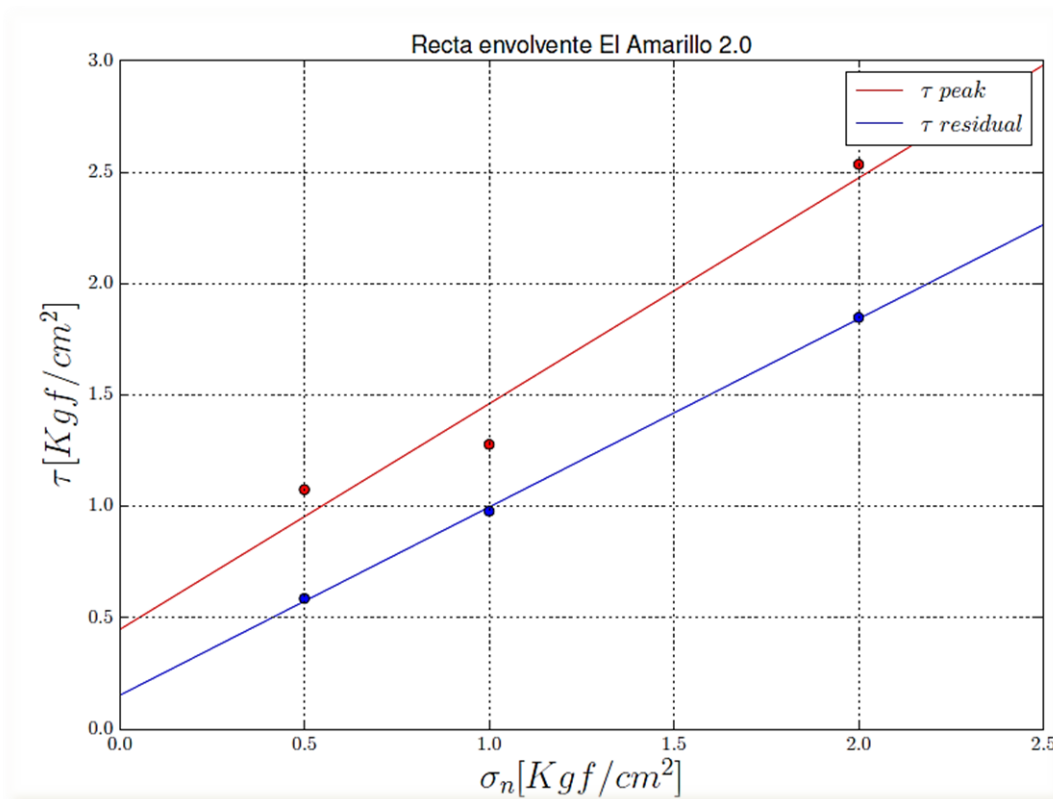


Figura 5.26: Gráfico de las rectas envolventes peak y residual de la muestra Depósito de caída El Amarillo (V. Chaitén), utilizando los casos del ensayo de repetición para la curva σ_2 , representados en el gráfico de tensión/ deformación $[\tau/\varepsilon]$, figura 14.

Las rectas envolventes peak y residual, graficadas en la figura 5.26, exhiben un comportamiento normal casi paralelo, donde la pendiente $[\beta]$ peak 45.38° no varía demasiado de la pendiente residual 40.2° , como se aprecia en la tabla 5.18. La cohesión es de 4470 y 1517 [kg/m^2] para las rectas peak y residual. La regresión lineal de la recta peak empeora bastante respecto a la recta envolvente peak construida a partir de primer set de datos para la muestra El Amarillo (Volcán Chaitén), donde el residuo $[r]$ 0.051787 aumenta en un orden de magnitud.

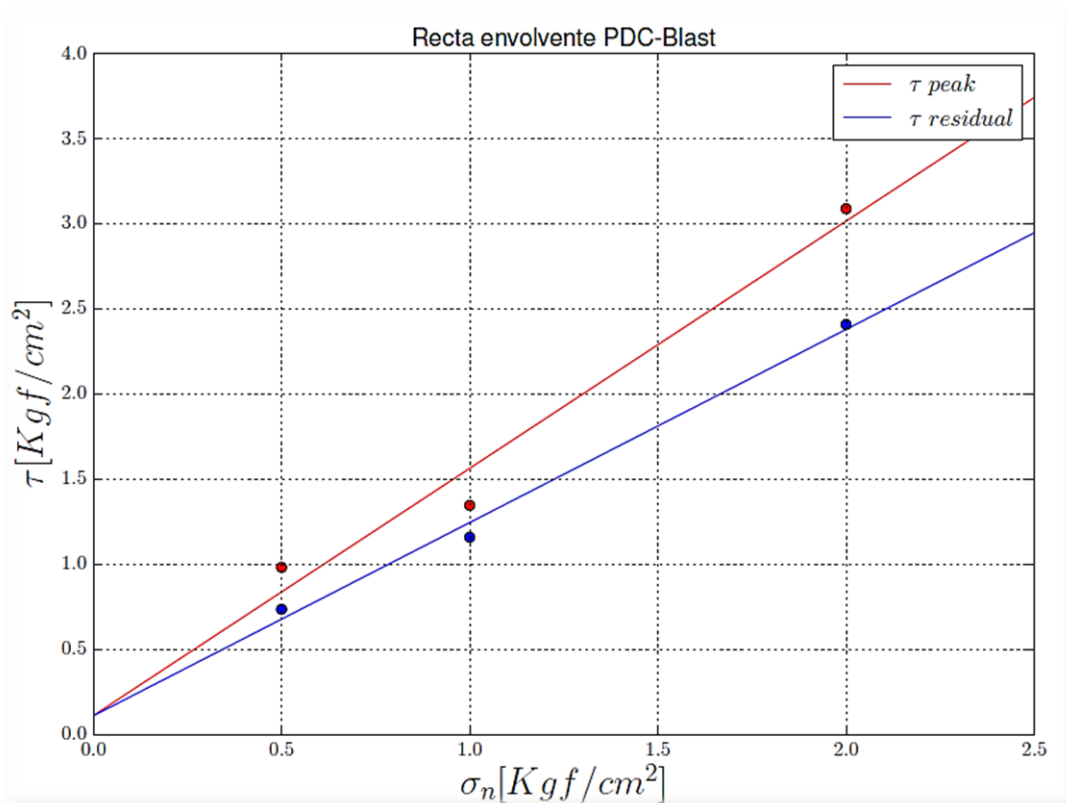


Figura 5.27: Gráfico de las rectas envolventes peak y residual para la muestra PDC- Blast (V. Chaitén); obtenidos a partir de los datos del gráfico tensión/deformación $[\tau/\epsilon]$, figura 5.17.

El gráfico de las curvas envolventes peak y residual correspondientes a la muestra PDC-Blast (Volcán Chaitén) (figura 5.27) no presentan comportamientos atípicos, siendo los valores de ángulo de fricción interna $[\beta]$ (55.47° peak y 48.64° residual) y cohesión $[c]$ (1101 y 1093 $[\text{kg}/\text{m}^2]$) bastantes similares para ambos casos, como se puede apreciar en la tabla 5.18. La regresión lineal de las curvas, por su lado, presenta valores cercanos a 0.

La tabla 5.19 presentada a continuación exhibe todos los datos de ángulo de fricción interna $[\beta]$ y cohesión $[c]$ obtenidos del proceso de ensayos de corte directo realizados a las cuatro muestras en cuestión.

Los valores de ángulo de fricción interna $[\beta]$ para las diferentes muestras se mantiene dentro del rango de entre 40° y 50° aproximadamente para valores residuales, y entre 45° y 55° para valores peak. La muestra PDC-Blast presentó el mayor valor de ángulo de fricción interna peak $[\beta]$, de 55.47° , seguida de la muestra Río Nilahue

tomando en cuenta el primer set de ensayos (sin la repetición a σ_2), de 53.95°. La sigue la muestra Paso Cardenal Samoré con 50.43°, luego Río Nilahue 2.0 con 45.92°, El Amarillo con 45.38°, y finalmente El Amarillo 2.0, con el valor de β más pequeño, de 33.5°. El valor residual para el ángulo de fricción interna, por su lado, es mayor para la envolvente de Paso Cardenal Samoré, de 51.43°, seguido de PDC-Blast 55.47°, Río Nilahue 47.11°, Río Nilahue 2.0 y El Amarillo; 44.15° y 44.01°; y finalmente El Amarillo, con 40.2°.

		Río Nilahue	Río Nilahue 2.0	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	El Amarillo 2.0	PDC-Blast
β [°]	p	53.95	45.92	50.43	33.50	45.38	55.47
	r	47.11	44.15	51.19	44.01	40.2	48.64
c [kg/m ²]	p	200	4130	4900	6900	4470	1101
	r	1600	1994	1300	700	1517	1093

Tabla 5.19: Síntesis de resultados obtenidos a partir de las cuatro muestras en estudio a partir de la construcción de rectas envolventes.

Las cohesiones peak varían desde 200 hasta los 6900 [kg/m²]. El valor más alto de cohesión peak lo presenta la envolvente El Amarillo (primer set de datos), seguido por Samoré con 4900 [kg/m²], El Amarillo 2.0 con 4470 [kg/m²], Río Nilahue 2.0 con 4130 [kg/m²], PDC-Blast 1101 [kg/m²], y Nilahue con 200 [kg/m²]. Por su parte, la cohesión dada por la recta envolvente residual varía entre los 700 y 1994 [kg/m²]; donde el valor más alto corresponde a Río Nilahue 2.0, seguido por 1600 para Río Nilahue, 1517 para El Amarillo 2.0, 1300 para Cardenal Samoré, 1093 para PDC-Blast, y 700 para El Amarillo.

Para efectos de calcular valores de β y c , con el fin de utilizar estos parámetros para calcular el FS de cada muestra; es necesario optar por los valores obtenidos de las rectas envolventes peak o residuales. En general, para calcular el FS de un suelo, lo más convencional es utilizar los valores de las curvas residuales. Esto porque la curva envolvente residual es más representativa del comportamiento real de un suelo, ya que no está sujeta a efectos particulares del momento de la rotura. Además, para el caso particular de los ensayos realizados para este estudio, las rectas envolventes peak entregan valores muy elevados para el caso de la cohesión [c], llegando incluso hasta los 6900 [kg/m²] para el caso del ensayo El Amarillo, que corresponde a valores más

típicos para suelos arcillosos. Los valores de c residuales, en cambio, se acercan más los 1000 [kg/m²], que es el valor esperado estimado en trabajos anteriores, Volentik (2009) y Amigo (2013). Los valores de la regresión lineal [r] para las rectas envolventes peak y residual, además, se mantienen más cercanas al valor 0 para el caso de las rectas residuales.

5.8 Factor de Seguridad

A partir de los valores de cohesión [c] y ángulo de fricción interna [β] obtenidos a partir de las rectas envolventes de la sección anterior, además de los pesos específicos saturados [γ_s] de la sección 5.5, es posible calcular un factor de seguridad [FS] sobre algún área específica cubierta por los depósitos estudiados, que varíe con el espesor [Z] de la capa de depósito susceptible a deslizamiento, y la pendiente [α] de la ladera sobre la que está depositado.

En esta sección, se calculará el FS a partir de la fórmula que considera la saturación por lluvia de los depósitos (Iverson, 2000), con la que será posible determinar un rango de valores del FS de los depósitos saturados para diferentes valores de Z y α . Primero, se evaluará la sensibilidad de los parámetros fijos (c , γ_s , y β) dentro de la fórmula, variando estos valores y comparando su sensibilidad a la variación según valores fijos escogidos de espesor [Z] y pendiente [α]. Se tendrá especial énfasis en los depósitos de caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) y El Amarillo (Volcán Chaitén), ya que estos cubren un área extensa y se conocen los espesores aproximados de las zonas cubiertas con los mapas de isópacas.

5.8.1 Pendientes Críticas

Al calcular el FS para cada depósito, se buscará obtener una pendiente crítica a partir de la cual la combinación de las variables α (pendiente de la ladera) y Z (espesor del depósito) entreguen un valor menor a igual a uno. Los valores que se presentan en la tabla 5.20 corresponden a los valores que se escogieron para considerar constantes en la fórmula del Factor de Seguridad para cada depósito.

	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
β [°]	47.11	51.19	40.2	48.64
c [kg/m ²]	1600	1300	1517	1093
γ_s [N/m ³]	12.15 x 10 ³	13.05 x 10 ³	17.56 x 10 ³	19.62 x 10 ³

Tabla 5.20: Valores fijos escogidos para calcular el FS, para cada una de las muestras.

A continuación se presentarán gráficos representando la curva de la pendiente crítica de cada depósito, en un rango de espesor entre 0.1 y 0.3 m, que son valores presentes en el mapa de isópacas de ambos depósitos de caída. Los puntos que caen bajo la curva graficada corresponden a valores del FS menores a 1. Los valores de las pendientes correspondientes a 0.1, 0.15, 0.2 y 0.3 m de espesor aparecen destacados en los gráficos.

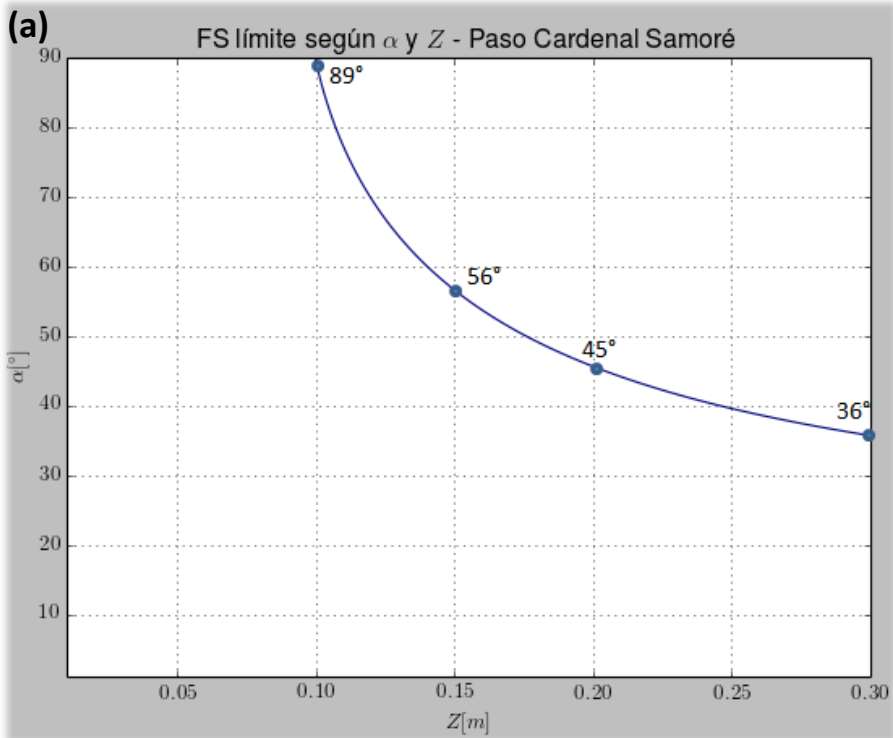
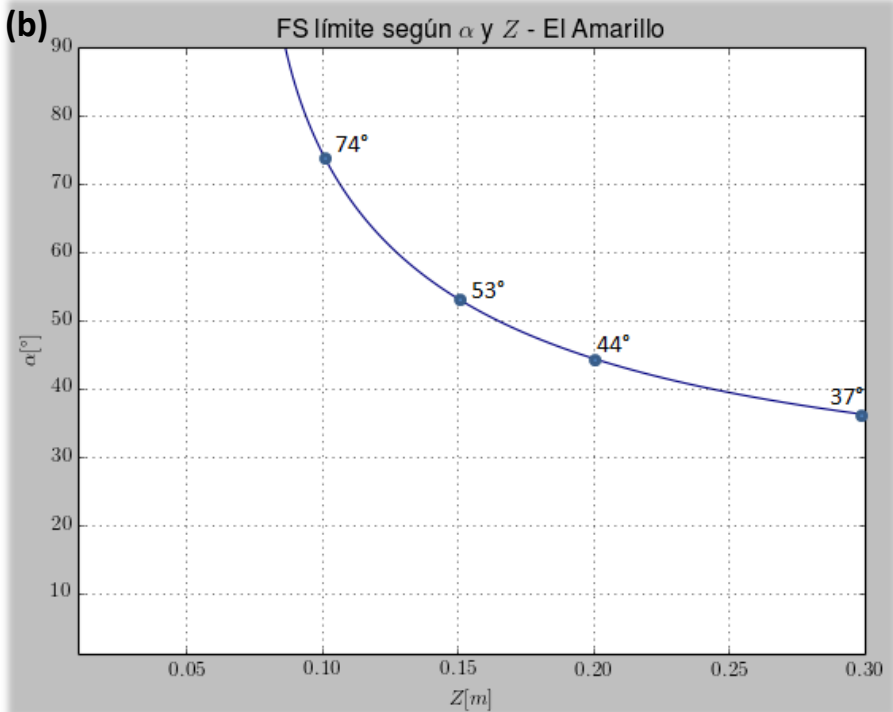


Figura 5.28: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$.



La curva de la pendiente crítica del FS de la figura 5.28 (a), que utiliza los parámetros fijos correspondientes al depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle), en este se exhibe que a partir de un espesor menor a 0.1 m, no existe deslizamiento, ya que la pendiente crítica es mayor a 90°. El mapa de isópacas de la

última erupción del Cordón Caulle, análoga al depósito en cuestión, exhibe espesores desde los 0.2 hasta los 0.005 m. En la figura 5.28 (b) se grafica la curva del FS según las variables α [°] y Z [m], con los parámetros fijos calculados para el depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén). En esta se puede apreciar que para un espesor de 0.2 m (espesor máximo medido del depósito de caída de la última erupción del Chaitén, Alfano *et al.*, 2010) la pendiente crítica es de 44°, y para espesores mayores a 0.1 m, la pendiente crítica supera los 74°.

Para el caso de los depósitos de flujo piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle) y PDC-Blast (Volcán Chaitén), estos corresponden a depósitos locales y no presentan una gama amplia de espesores, como para los casos anteriores de depósitos de caída. A pesar de que los espesores locales observados en terreno son bastante mayores a los de los depósitos de caída, se evaluarán sus pendientes críticas para una gama de espesores similar a la de los depósitos de caída, con el propósito de estudiar la sensibilidad de los parámetros en la fórmula y comparar con los casos de depósitos de caída.

En la figura 5.29 (a) se grafica la pendiente crítica del FS según las variables α [°] y Z [m], con los parámetros fijos calculados para el depósito de Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caulle). Se observa que a los 0.1 m de espesor, la pendiente crítica es mayor a 90°, por lo que no ocurriría deslizamiento. La curva de la pendiente crítica de la figura 5.29 (b), para los parámetros fijos correspondientes al depósito PDC-Blast (Volcán Chaitén), muestra que para el caso de este depósitos no ocurriría deslizamiento para espesores de 0.05 m, dado que la pendiente crítica supera los 90°.

A partir de estas curvas se puede observar un comportamiento general de la ecuación del FS para un depósito saturado, donde a partir de los 0.15 m de espesor aproximadamente, la curva de la pendiente crítica se vuelve más pronunciada, requiriendo los depósitos de pendientes de entre 48° (PDC-Blast) y 71° (Río Nilahue) para deslizar.

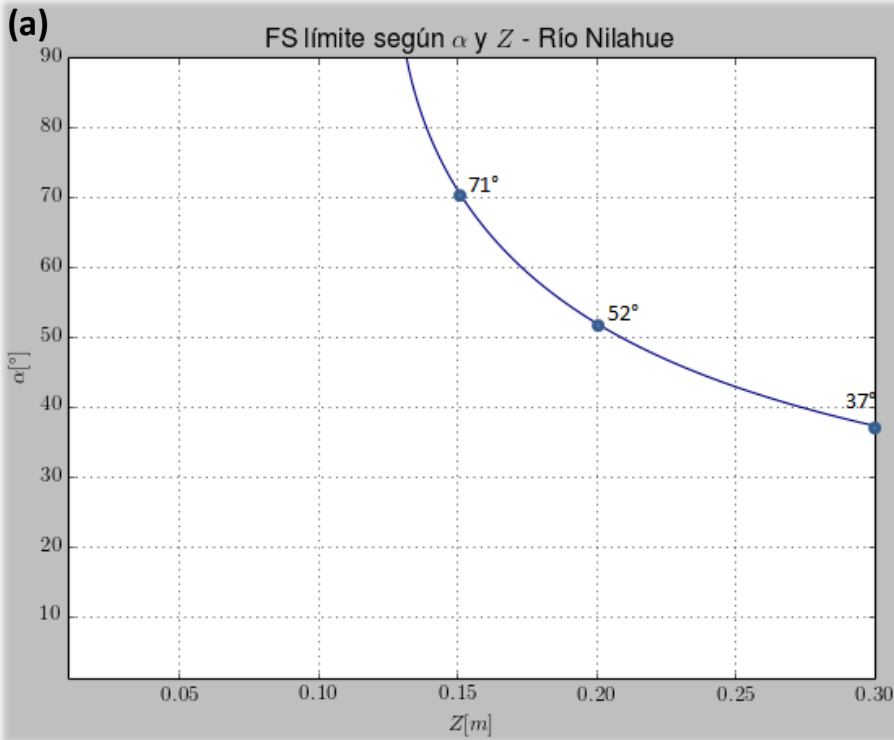
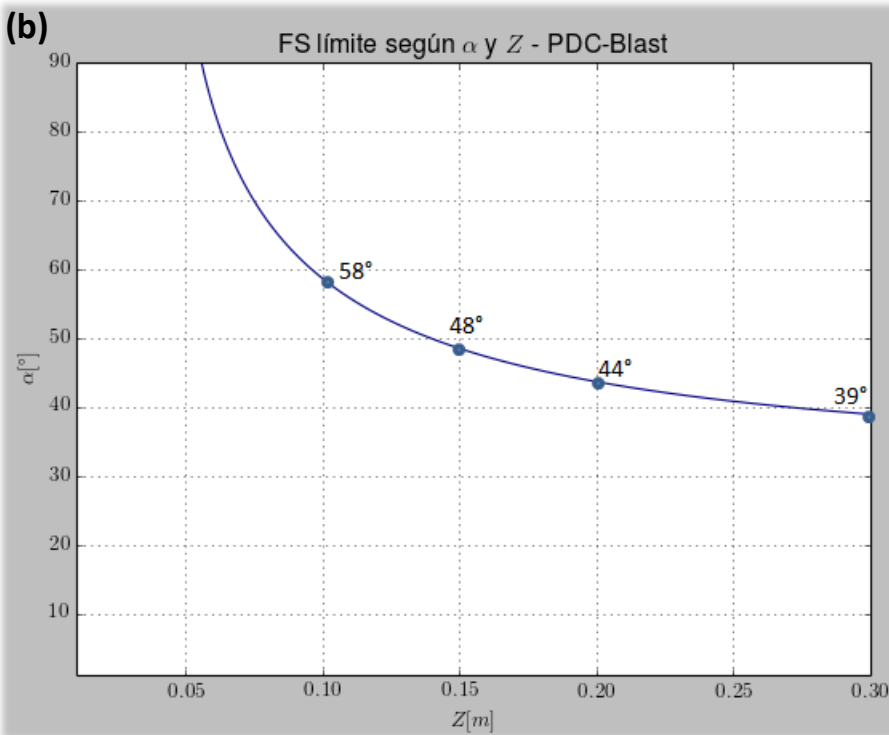


Figura 5.29: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle); dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS<1. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS<1..



En la tabla 5.21 se muestran algunos valores de α para espesores fijos; $Z= 0.1$, 0.15 , 0.2 y 0.3 m; que corresponden a espesores existentes para el caso de las isópacas de los depósitos de caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) y El Amarillo (Volcán Chaitén). En esta se observa que la muestra Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caulle) requiere de una pendiente mayor para deslizar para espesores bajos los 0.3 m, respecto a las otras muestras. Las muestras Depósito de Caída El Amarillo y PDC-Blast (Volcán Chaitén) tiene una menor pendiente crítica para un espesores bajo los 0.2 m.

Pendientes Críticas				
Espesor [m]	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
Z = 0.1	$> 90^\circ$	89°	74°	58°
Z= 0.15	71°	56°	53°	48°
Z= 0.2	52°	45°	44°	44°
Z= 0.3	37°	36°	37°	39°

Tabla 5.21: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas.

Con el propósito de estudiar el efecto de cada uno de los parámetros β , c e γ_s dentro de la ecuación, a continuación se presentaran tablas de valores de pendientes críticas análogas a la tabla 5.21, con los valores de las pendientes críticas que se obtienen variando solamente uno de estos valores en cada caso, y manteniendo los otros fijos. Los valores fijos que se utilizarán para el siguiente análisis corresponderán a un promedio entre los valores de las cuatro muestras de cada uno de los parámetros de la tabla 5.20; de 47° , 1370 $[\text{kg}/\text{m}^2]$ y 15×10^3 $[\text{N}/\text{m}^3]$ respectivamente.

La figura 5.30 a continuación presenta (a) la curva de pendientes críticas del depósito de caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) considerando un ángulo de fricción interna $[\beta]$ de 51.19° (valor correspondiente a esta muestra obtenido de la sección XX), y los valores promedio de $c= 1370$ $[\text{kg}/\text{m}^2]$ e $\gamma_s= 15 \times 10^3$ $[\text{N}/\text{m}^3]$. Además, presenta (b) la curva de pendientes críticas del depósito de caída El Amarillo (Volcán Chaitén) considerando un ángulo de fricción interna $[\beta]$ de 40.2° (valor correspondiente

a esta muestra obtenido de la sección XX), y los valores promedio de $c= 1370$ [kg/m²] e $y_s= 15 \times 10^3$ [N/m³].

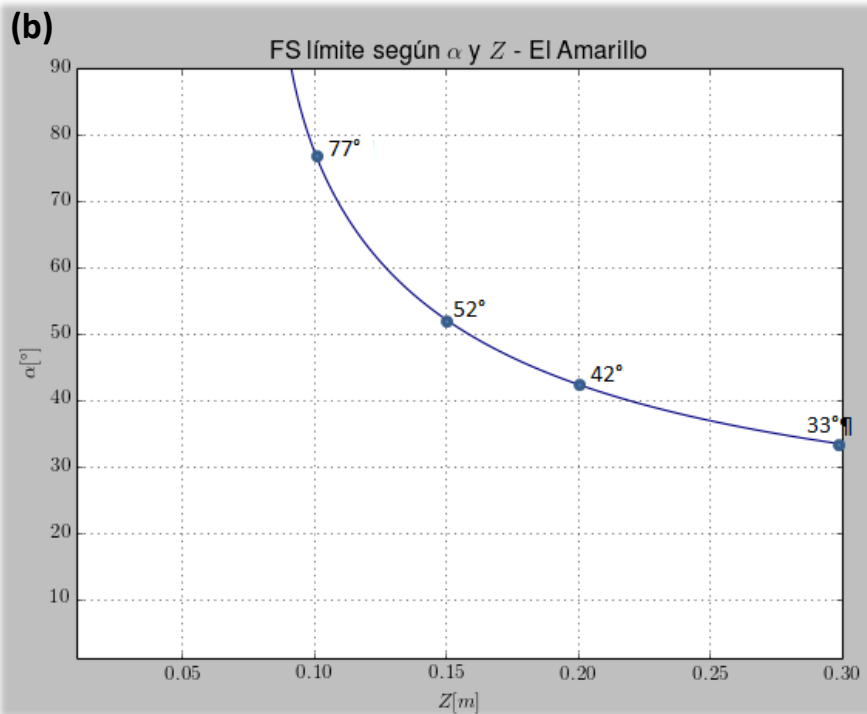
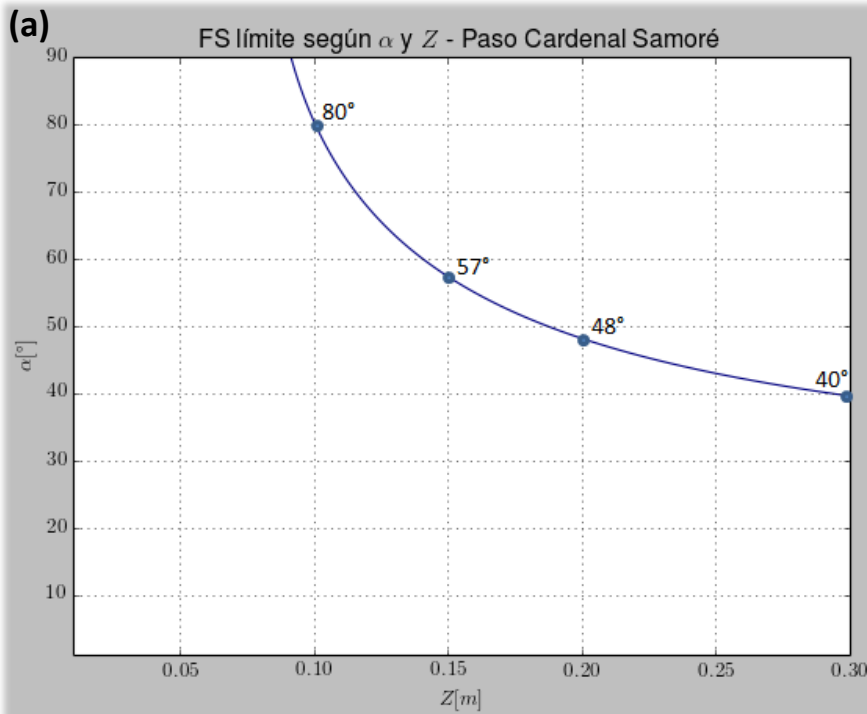


Figura 5.30: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle); dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de caída El Amarillo (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$. Ambas curvas varían el parámetro β , dejando fijos los demás.

La figura 5.31 a continuación presenta (a) la curva de pendientes críticas del Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle), considerando un ángulo de fricción interna $[\beta]$ de 47.11° , y los valores promedio de $c= 1370 \text{ [kg/m}^2\text{]}$ e $y_s= 15 \times 10^3 \text{ [N/m}^3\text{]}$. Además, presenta (b) la curva de pendientes críticas del flujo PDC-Blast (Volcán Chaitén), considerando un ángulo de fricción interna $[\beta]$ de 48.68° y los valores promedio de $c= 1370 \text{ [kg/m}^2\text{]}$ e $y_s= 15 \times 10^3 \text{ [N/m}^3\text{]}$.

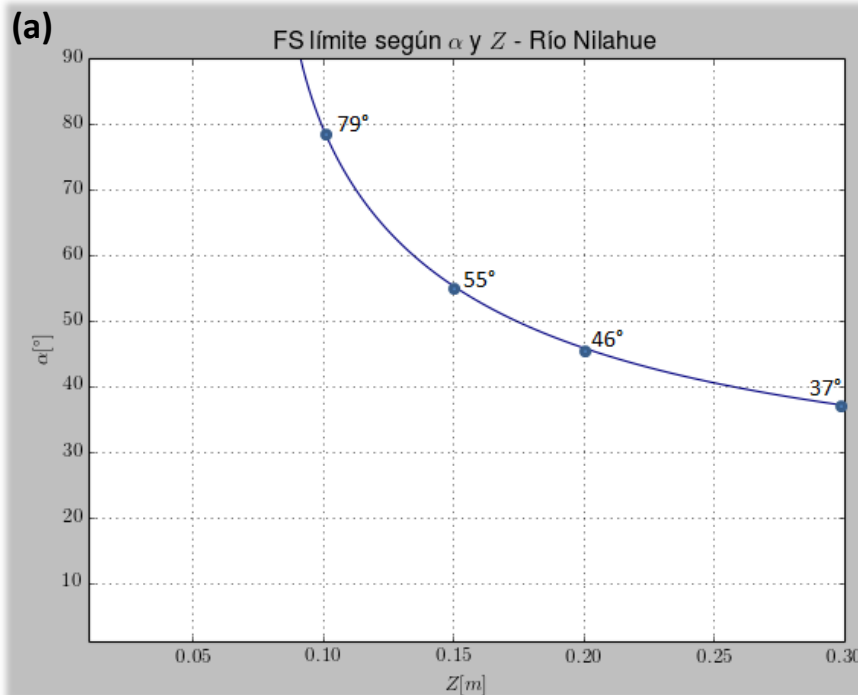
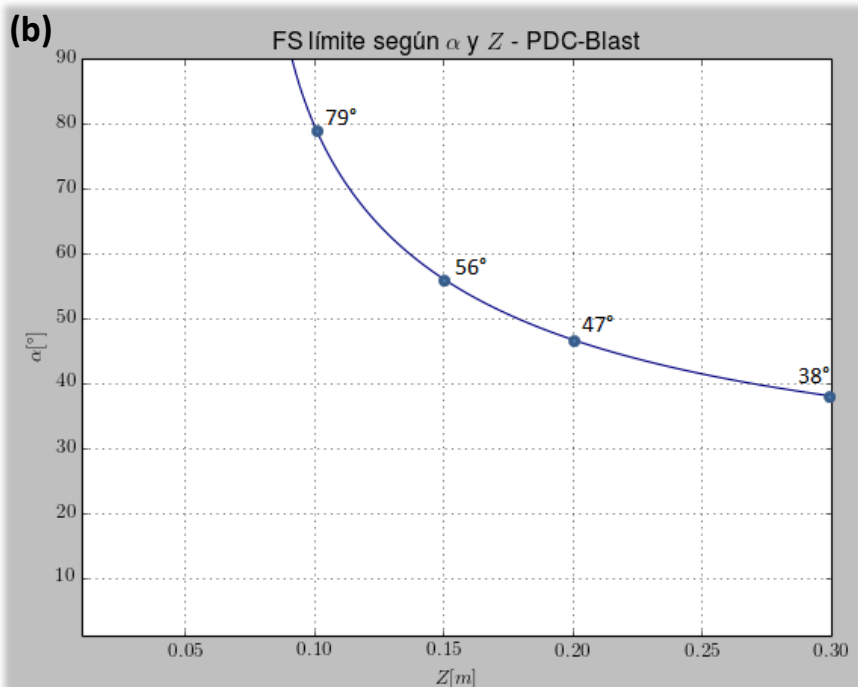


Figura 5.31: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito Río Nilahue (Cordón Caulle); dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$. Ambas curvas varían el parámetro β , dejando fijos los demás.



En la tabla 5.22 se presentan los valores de las pendientes críticas tomando en cuenta solamente la variable β , para los espesores 0.1, 0.15, 0.2 y 0.3, de manera análoga a la tabla 5.21.

Pendientes Críticas (β)				
Espesor [m]	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
Z = 0.1	79°	80°	77°	79°
Z= 0.15	55°	57°	52°	56°
Z= 0.2	46°	48°	42°	47°
Z= 0.3	37°	40°	33°	38°

Tabla 5.22: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas, tomando en cuenta solamente la variable β ; con valores fijos de $c=1370$ [kg/m²] y $y_t= 15 \times 10^3$ [N/m³].

En la tabla 5.22 se aprecia que la muestra Depósito de Caída EL Amarillo (Volcán Chaitén) ahora muestra una pendiente mínima de deslizamiento menor a los demás depósitos, para todos los casos de espesor. Este resultado predice de mejor manera lo ocurrido en la realidad de los deslizamientos efectivamente generados en el valle del Río Chaitén, a partir de este depósito. Para las cuatro muestras, se observa una proporcionalidad directa entre el β y la pendiente mínima de deslizamiento, que no se observó en la tabla 5.21.

A continuación, se presentan los gráficos para un valor de cohesión variable según cada depósito, manteniendo fijos los valores medios de los demás parámetros, de manera análoga los gráficos anteriores.

La figuras 5.32 y 5.33 presentan, respectivamente, las curvas de pendientes críticas de los depósitos de caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) y El Amarillo (Volcán Chaitén), y luego los depósitos de flujo piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle) y PDC-Blast (Volcán Chaitén); considerando un ángulo de fricción interna [β] de 47° y

un peso específico $\gamma = 15 \times 10^3$ [N/m³], y una cohesión correlativa a cada muestra de 1300, 1517, 1600 y 1093 [kg/m²].

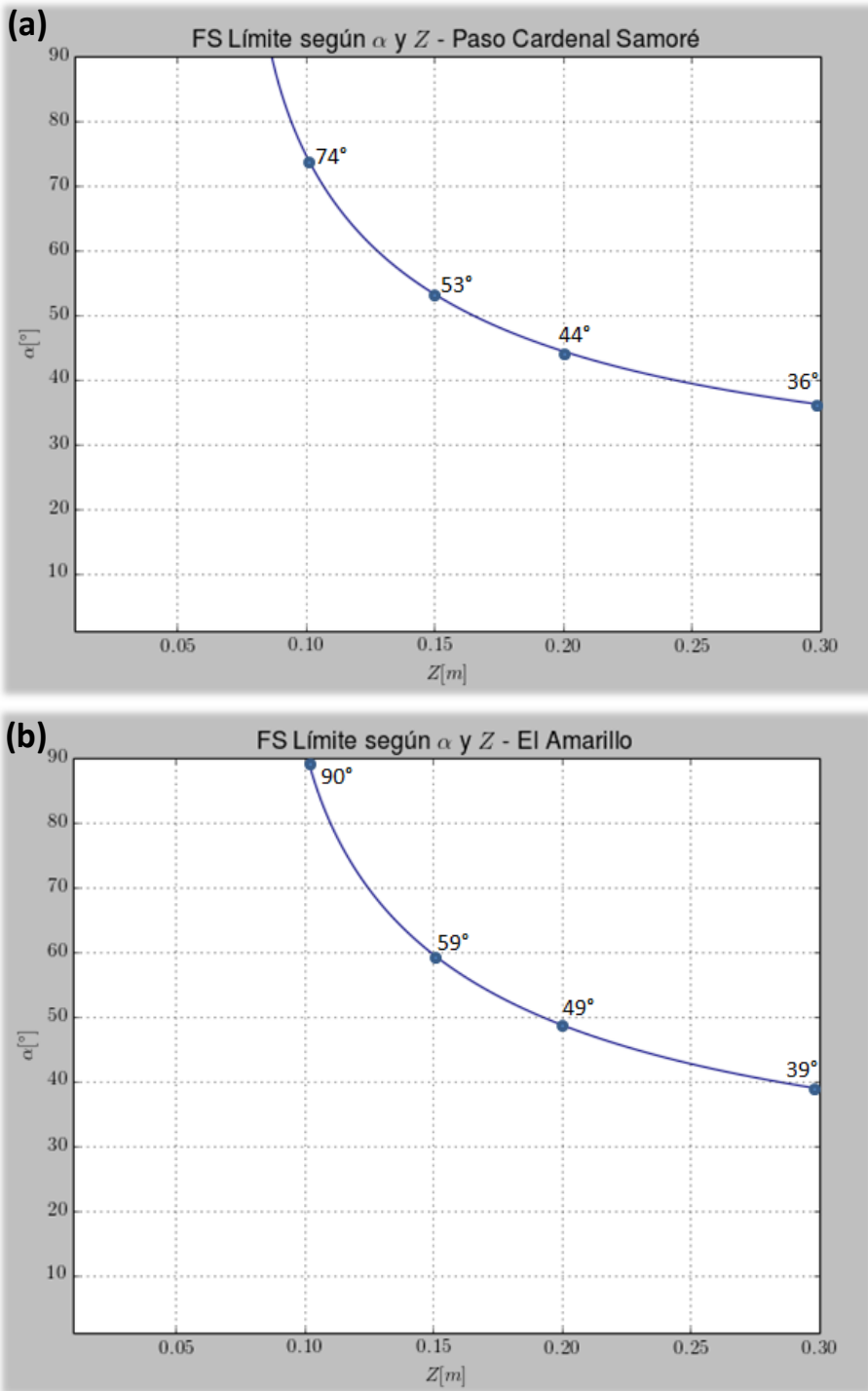


Figura 5.32: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle); dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a $FS < 1$. Ambas curvas varían el parámetro c , dejando fijos los demás.

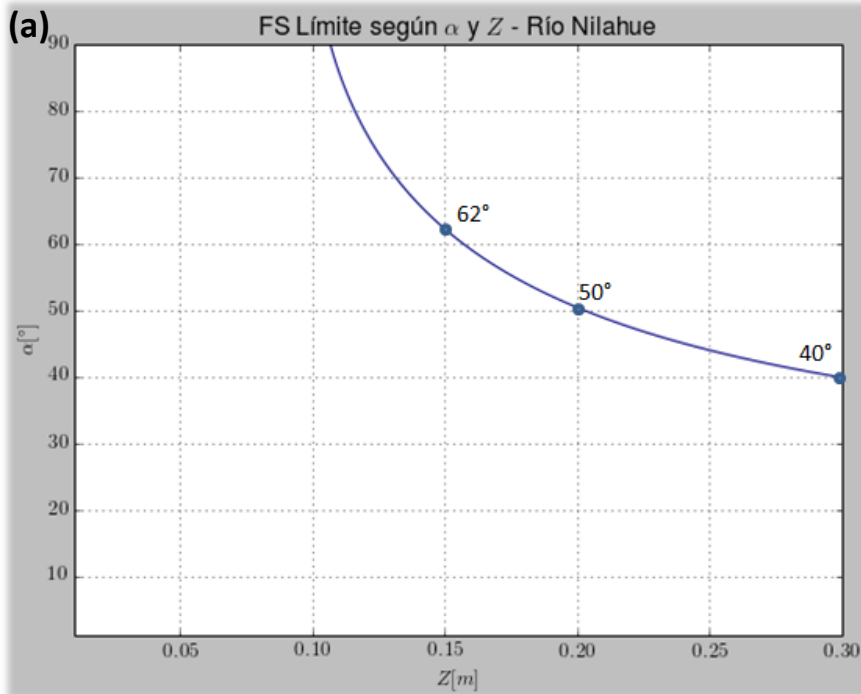
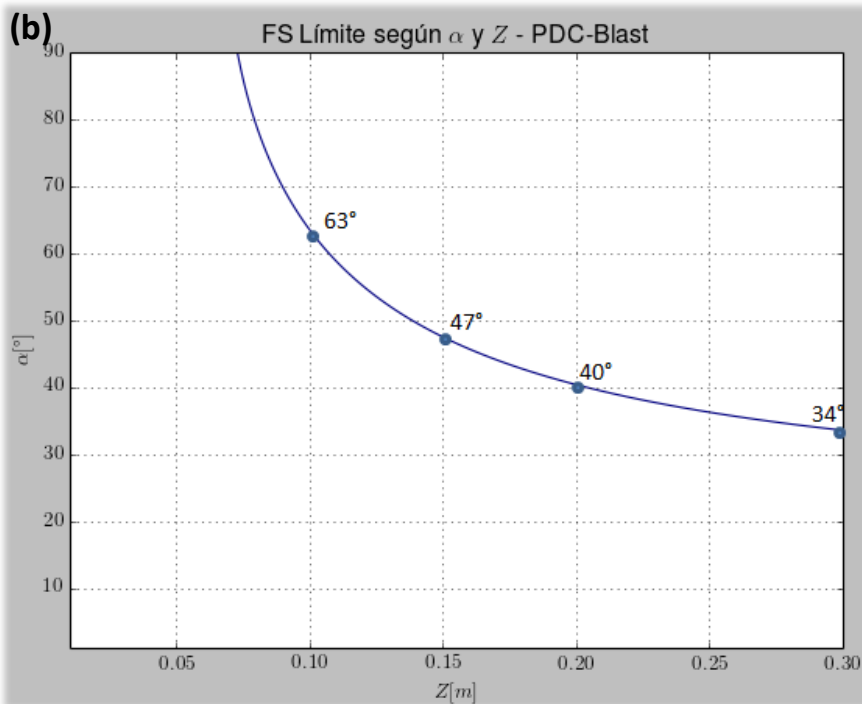


Figura 5.33: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito Río Nilahue (Cordón Caulle); dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS<1. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS<1. Ambas curvas varían el parámetro c, dejando fijos los demás.



La tabla 5.23 exhibe los valores de pendiente crítica teniendo en cuenta la variación de la cohesión [c] de cada depósito, y dejando fijos los valores de β e γ_s .

Pendientes Críticas (c)				
Espesor [m]	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
Z = 0.1	-	74°	90°	63°
Z= 0.15	62°	53°	59°	47°
Z= 0.2	50°	44°	49°	40°
Z= 0.3	40°	36°	39°	34°

Tabla 5.23: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z fijo de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas, tomando en cuenta solamente la variable c; con valores fijos de $\beta = 47^\circ$ y $\gamma_t = 15 \times 10^3$ [N/m³].

El caso anterior para la cohesión variable no parece predecir el comportamiento real de los depósitos, arrojando valores menores de pendiente mínima para el caso del depósito PDC-Blast (Volcán Chaitén). Los valores en general no varían mucho en su rango, por lo que se asume que el parámetro c no es demasiado determinante a la hora de controlar la resistencia al deslizamiento de los depósitos piroclásticos. Los valores de pendiente crítica respetan la correlación directa entre la cohesión y la resistencia al deslizamiento.

Las figuras 5.34 y 5.35 presentan, respectivamente, las curvas de pendientes críticas de los depósitos de caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) y El Amarillo (Volcán Chaitén), y luego los depósitos de flujo piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle) y PDC-Blast (Volcán Chaitén); considerando un ángulo de fricción interna [β] de 47° y una cohesión $c = 1370$ [kg/m²]. El peso específico [γ_s] va a variar para cada caso, con valores de 13.05, 17.56, 12.15 y 19.62×10^3 [N/m³].

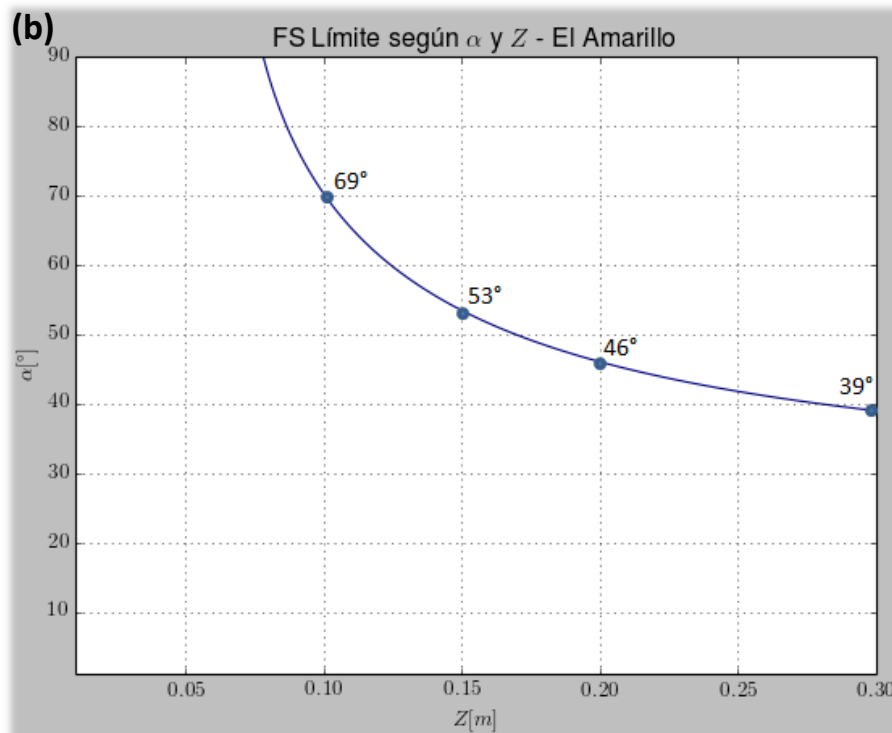
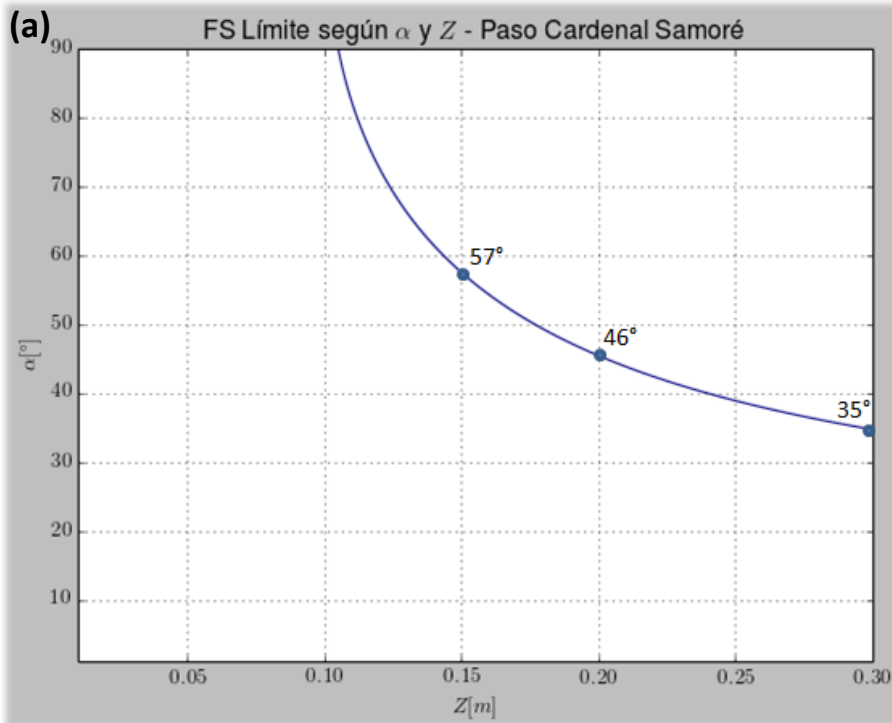


Figura 5.34: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito de Caída Paso Cardinal Samoré (Cordón Caulle); dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS<1. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS<1. Ambas curvas varían el parámetro γ_s , dejando fijos los demás.

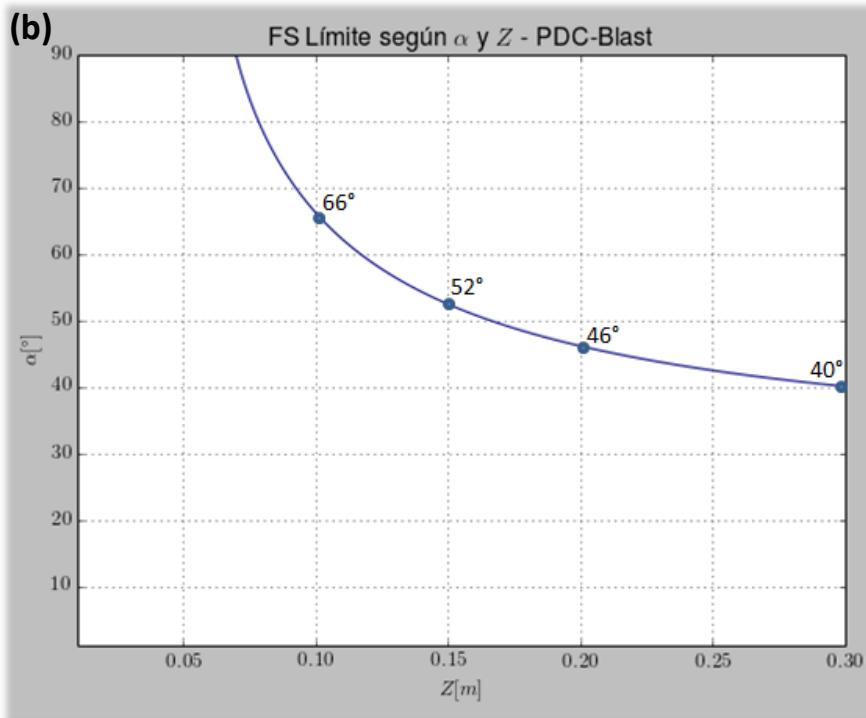
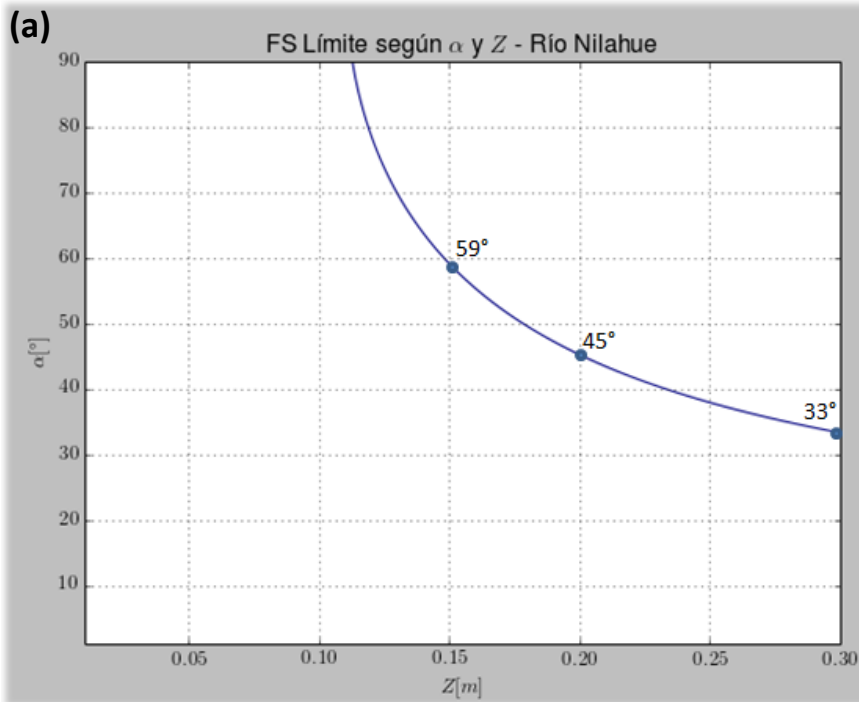


Figura 5.35: (a) Gráfico de la curva del FS para el caso del Depósito Río Nilahue (Cordón Caulle); dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS < 1. (b) Gráfico de la curva del FS para el caso del depósito PDC-Blast (Volcán Chaitén), dependiendo de las variables α [°] en las abscisas, y Z [m] en las ordenadas. Los valores sobre la curva corresponden a FS < 1. Ambas curvas varían el parámetro γ_s , dejando fijos los demás.

La tabla 5.24 exhibe los valores de pendiente crítica teniendo en cuenta la variación del peso específico [γ_s] de cada depósito, y dejando fijos los valores de β y c.

Pendientes Críticas (γ_s)				
Espesor [m]	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
Z = 0.1	-	-	69°	66°
Z= 0.15	59°	57°	53°	52°
Z= 0.2	45°	46°	46°	46°
Z= 0.3	33°	35°	39°	40°

Tabla 5.24: Valores de α mínimo necesarios para generar deslizamiento a un Z fijo de 0.1 m, 0.15 m, 0.2 y de 0.3 m; para las cuatro muestras estudiadas, tomando en cuenta solamente la variable β ; con valores fijos de $c=1370$ [kg/m²] y $\beta = 47^\circ$.

El parámetro γ_s , según los valores de la tabla 5.24, no genera una variación muy significativa en la pendiente crítica, en el rango calculado para las cuatro muestras particulares. Se observa una proporcionalidad directa entre el peso específico del depósito saturado y la crítica.

Dados los resultados analizados en la sección anterior, se determina dejar fijos los parámetros de c e γ_s para efectos de calcular un FS aplicado a las zonas de estudio. Una de las razones de esta determinación, es que ninguna de estas variables parece afectar el valor de las pendientes críticas de manera determinante. Además, la forma en que fue medido el γ_s tiene muchos errores asociados; los valores de w_b dependen de las condiciones en las que fueron guardadas las muestras, además de la humedad diferencial a la que fueron expuestas en el sitio original de la extracción de las muestras; por nombrar algunos. La cohesión, por su parte, dado el nulo contenido de arcillas de las cuatro muestras analizadas, arrojó valores muy probablemente asociados al contenido de humedad de las muestras, más que a una característica intrínseca del depósito.

La tabla 5.25 que se presenta a continuación exhibe los valores de β , c e γ_s con los que se calculará el FS para cada uno de los depósitos en las zonas de estudio.

	Río Nilahue	Paso Cardenal Samoré	El Amarillo	PDC-Blast
β [°]	47.11	51.19	40.2	48.64
c [kg/m ²]			1370	
γ_s [N/m ³]			15 x 10 ³	

Tabla 5.25: Valores fijos escogidos para calcular el FS, para cada una de las muestras.

5.9 Mapas de Susceptibilidad

En la siguiente sección, se cruzarán los valores de la sección anterior (tabla 5.25) con la información recopilada anteriormente de isópacas de los depósitos de caída de las últimas erupciones del Cordón Caulle y el Volcán Chaitén (Amigo (2013), Alfano *et al.* (2010)); que se corresponden a las muestras Paso Cardenal Samoré y el Amarillo respectivamente. Los mapas de isópacas otorgan la variable Z (espesor) aproximada en las proximidades de las fuentes de emanación volcánica. Por otra parte, se tiene la información DEM de la Región de los Lagos (satélite ASTER), con sus respectivos mapas de pendientes, que aportan la variable α a la ecuación. De esta manera, se pueden construir mapas de peligro de deslizamientos para los depósitos saturados utilizando la fórmula del FS respectiva y los parámetros β , c e γ_s correspondientes, extraídos de la tabla 5.25, cruzando los espesores [Z] de las isópacas con las pendientes obtenidas de las bases de datos de información satelital.

Cada uno de los depósitos piroclásticos estudiados tiene asociada su propia zona susceptible de deslizamiento por saturación del depósito, donde existirán mayores riesgos de removilización, dadas pendientes altas y cuencas de drenaje cercanas a la fuente de emanación. Para la zona del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón del Caulle, las cuencas de drenaje más importantes corresponden principalmente a los valles de los Ríos Nilahue (donde se encuentra emplazado el Flujo Piroclástico estudiado) y Río Contrafuerte; que emanan de la zona Norte del complejo; y el valle del Río Golgol; en la zona sur del complejo. Este último generó flujos de inundación de pequeña magnitud, que no alcanzaron a convertirse en flujos hiperconcentrados, dada la escases de sedimentos, luego de la última erupción del 2011.

Las cuencas de drenaje más importantes a zona proximal del Volcán Chaitén son el Río Blanco o Chaitén, que desemboca directamente en el pueblo de Chaitén, habiendo arrastrado inundaciones catastróficas al pueblo, debido a la generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia luego de la última erupción; el Río Amarillo y Río Michinmahuida, que se originan en los flancos del Volcán Michinmahuida y cuya confluencia fluye hasta desembocar en el sur de Chaitén, también arrastraron flujos de tipo lahar. Existen, además, otras cuencas de drenaje de menor envergadura en ambas zonas de estudio. El Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré representa un peligro tanto para los valles de los Ríos Nilahue, Contrafuerte y Golgol. Las cuencas que se cruzan con las isópacas del depósito de caída de la erupción 2008, así como las que cruzan con las isópacas del depósito de caída del Volcán Chaitén, aparecen destacadas en la figura 5.36; así como el sitio desde el cual fueron extraídas las muestras, destacadas en un punto rojo.

Se observa una red más densa de drenaje en la zona del Volcán Chaitén, que incluye las cuencas adyacentes a los flancos del Volcán Michinmahuida. Las zonas destacadas en color amarillo (figura 5.36) corresponden a cuencas de drenaje donde se ha documentado actividad de flujo de depósitos piroclásticos por removilización. La zona de extracción de la muestra marcada en color rojo, cae dentro de la isópaca de valor 0.1 m en el caso del Volcán Chaitén, y en la zona de 0.6 m en el caso del Cordón Caulle.

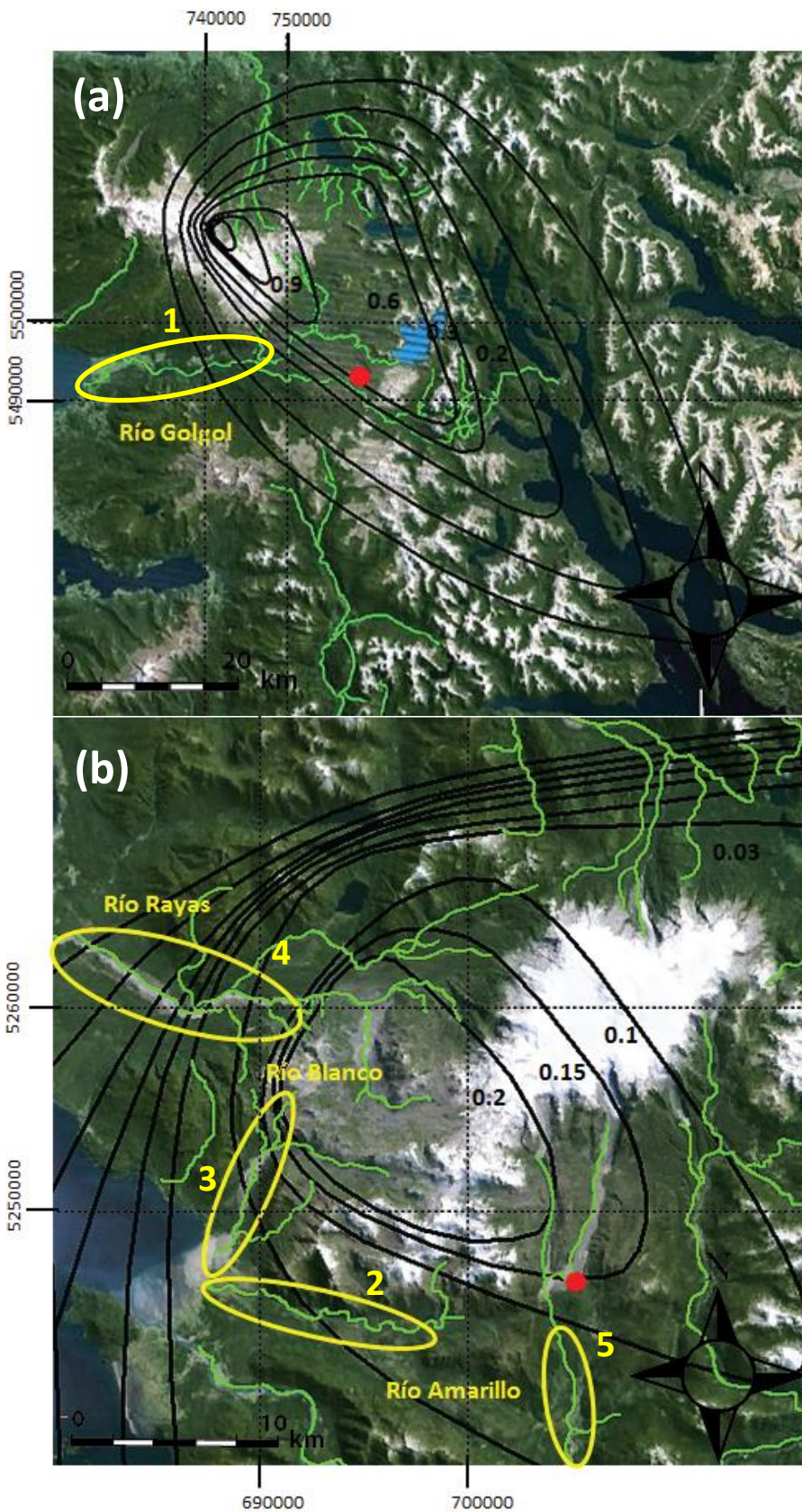


Figura 5.36: Imagen extraída de Google Earth, donde se observan las cuencas de drenaje del sector Cordón Caulle (a) y Volcán Chaitén (b), además de las isópacas (en metros) y puntos de extracción de muestras (punto rojo). Las zonas destacadas en color amarillo corresponden a cuencas de drenaje donde se ha documentado actividad de flujo de depósitos piroclásticos por removilización.

La figura 5.37 corresponde a la zona del depósito del Cordón Caulle número 1 de la figura 5.36 (a); sector Río Golgol, donde se observaron depósitos de inundación, demasiado poco densos para considerarse flujos hiperconcentrados.



Figura 5.37: Sector 1 Río Golgol, se observan depósitos de inundación.

En el sector Volcán Chaitén, figura 5.38, se aprecia las zonas de Río Amarillo y Río Blanco, destacadas con los números 2 y 3, donde se registraron depósitos de lahar para la pasada erupción; en el caso del sector Río Blanco, una seguidilla de flujos de lahares secundarios por infiltración de lluvia. En la figura 5.39, se observan las zonas del Río Rayas y el nacimiento del Río Amarillo, el primer caso representa un depósito de lahar, y el segundo una remoción que podría dar origen a las inundaciones tipo lahar Río abajo.

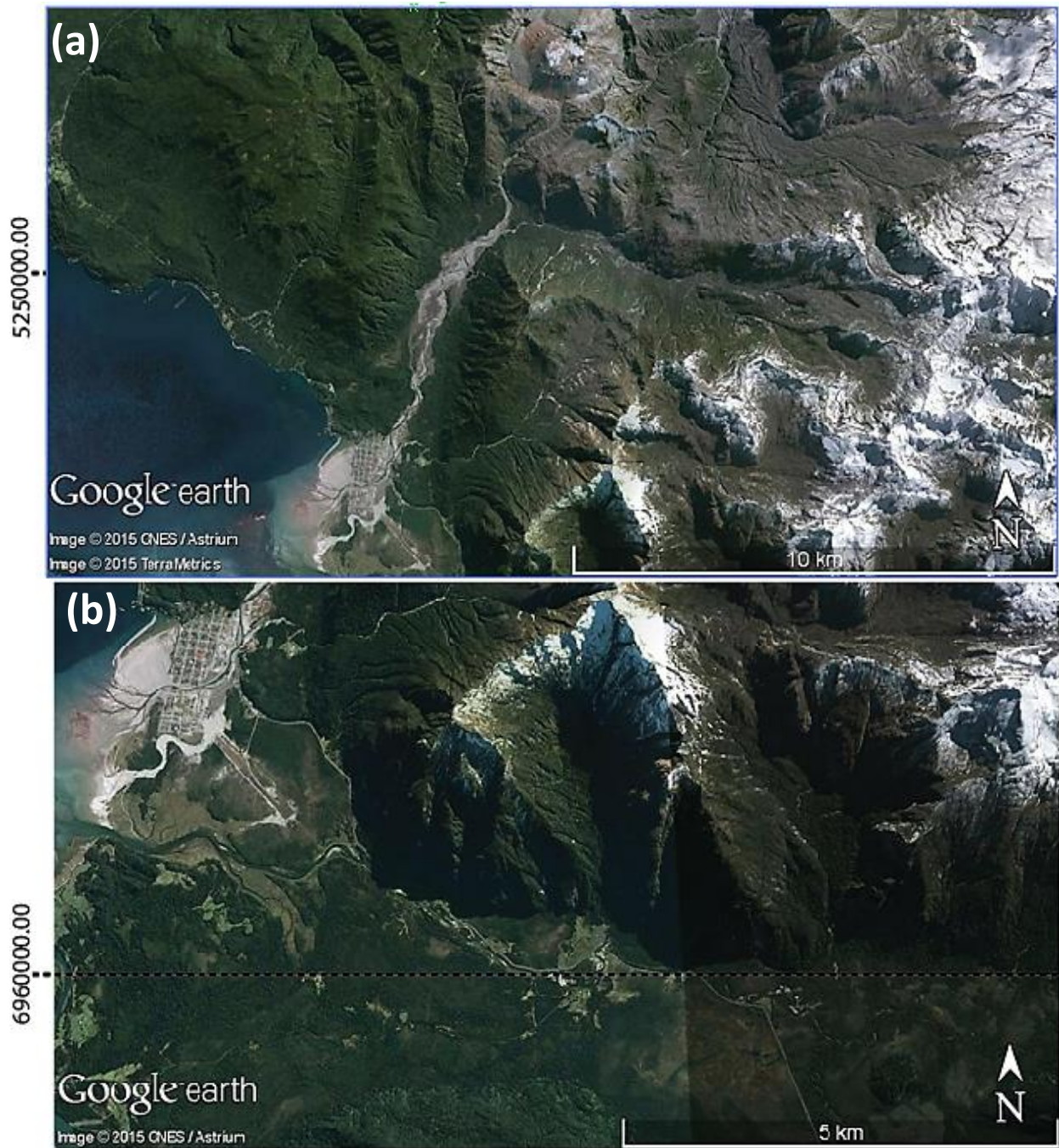


Figura 5.38: sectores 2 y 3 de la figura 5.36 (b); cuencas de Río Blanco (a) y Río Amarillo (b) donde ocurrieron flujos tipo lahar en el sector Volcán Chaitén.

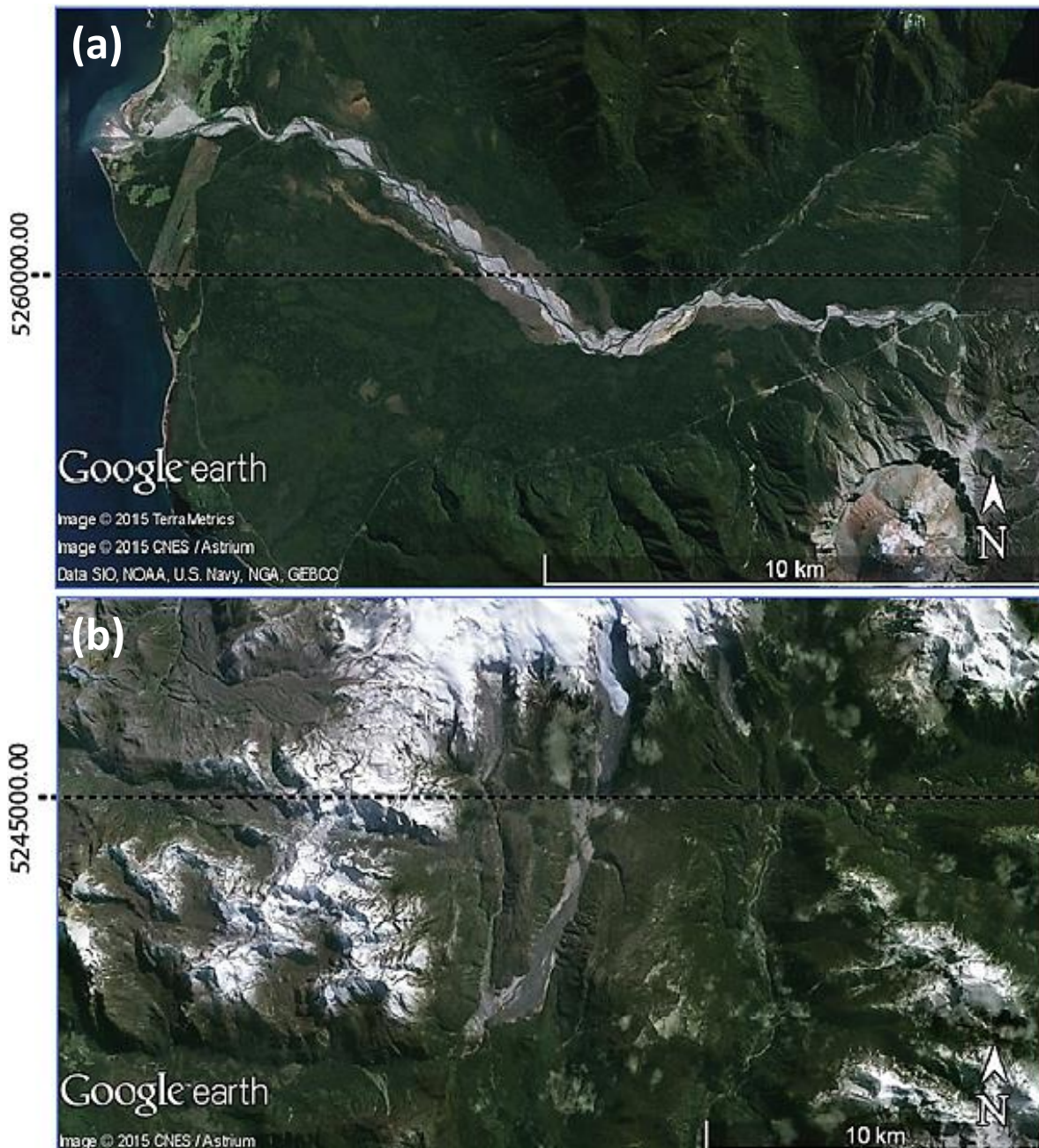


Figura 5.39: sectores 4 y 5 de la figura 5.36 (b); cuencas de Río Rayas (a) Río Amarillo (b) donde ocurrieron flujos tipo lahar en el sector Volcán Chaitén.

Las imágenes que se presentan a continuación corresponden a los mapas de pendiente de las zonas asociadas a ambos depósitos de caída. De acuerdo al índice de colores, se aprecia a simple a vista que hay una mayor concentración de pendientes pronunciadas en la zona cubierta por el depósito de caída del Volcán Chaitén (figura 5.40).

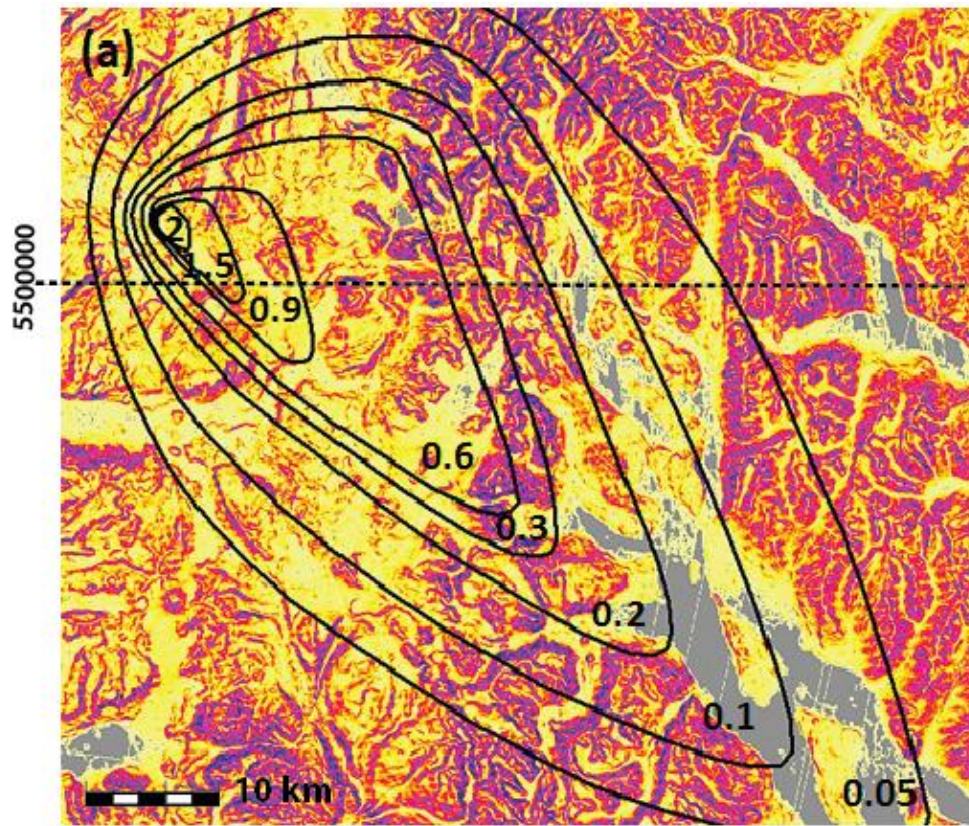
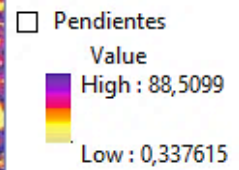
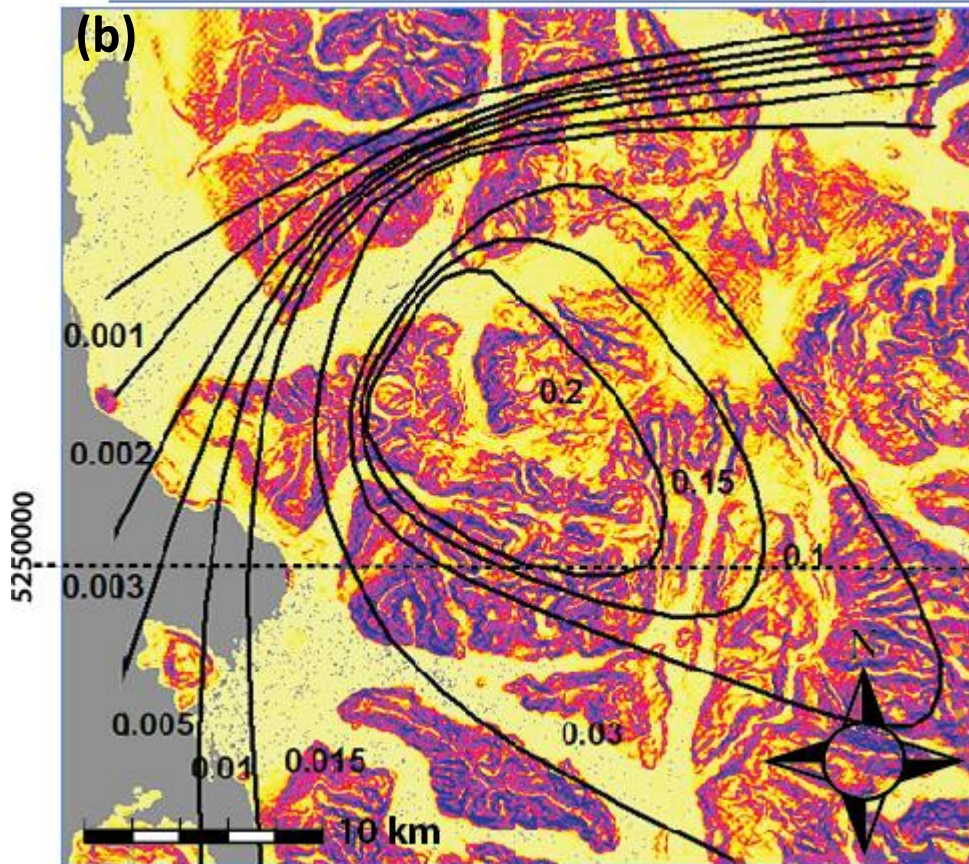


Figura 5.40: mapas de pendientes en los sectores Cordón Caulle (a) y Volcán Chaitén (b).



A continuación, se presentan los mapas del Factor de Seguridad calculado en las zonas de intersección de los mapas de pendientes con las isópacas de cada sector. Los lugares donde el FS es menor o igual a uno, que caen sobre alguna cuenca de drenaje, aparecen destacados en cuadros, dado que estas son las zonas susceptibles de gatillar flujos por removilización del depósito saturado. En el sector Cordón Caulle, las zonas enmarcadas son solamente 3, y en la zona Chaitén, las zonas enmarcadas son 7.

En la figura 5.41 se aprecia una distribución del peligro de deslizamiento que desaparece a partir del sector de la isópaca correspondiente a 0.1 m de espesor en el caso del Volcán Chaitén, y de 0.2 m en el caso del Cordón Caulle. El área total con $FS \leq 1$ cubierta por el depósito de caída del Cordón Caulle es de 56.5 km². Por su parte, el área total con $FS \leq 1$ cubierta por el depósito de caída de la última erupción del Volcán Chaitén es de 13.14 km²; es decir, el depósito de caída del Cordón Caulle cubre un 77% más de área que el del Volcán Chaitén.

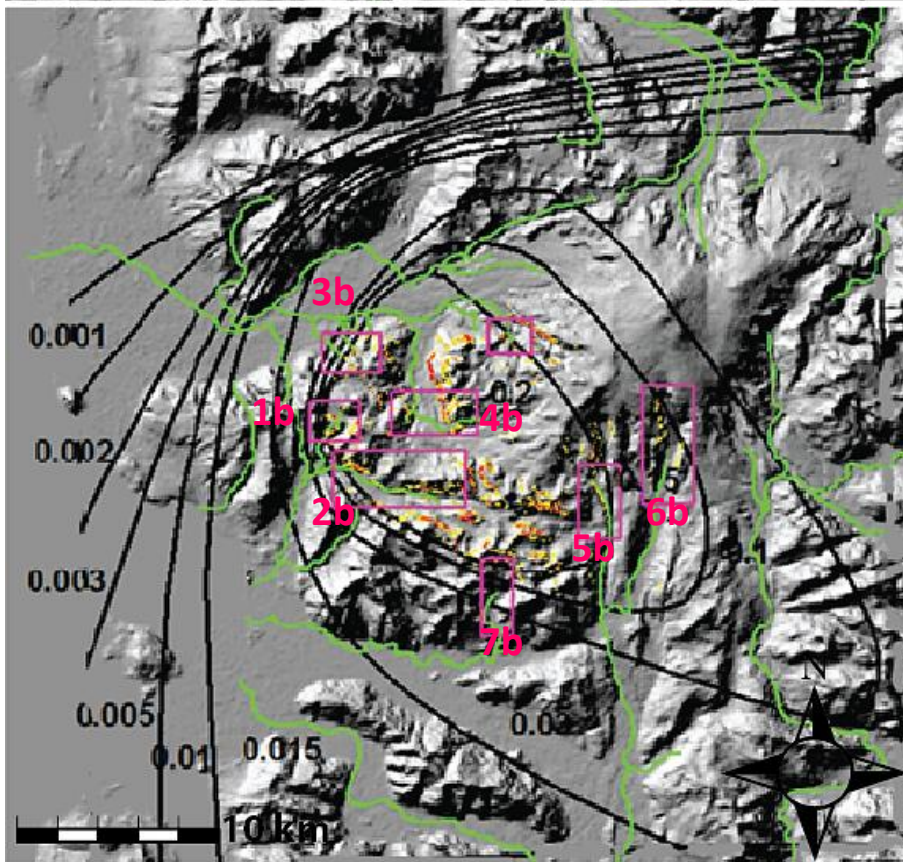
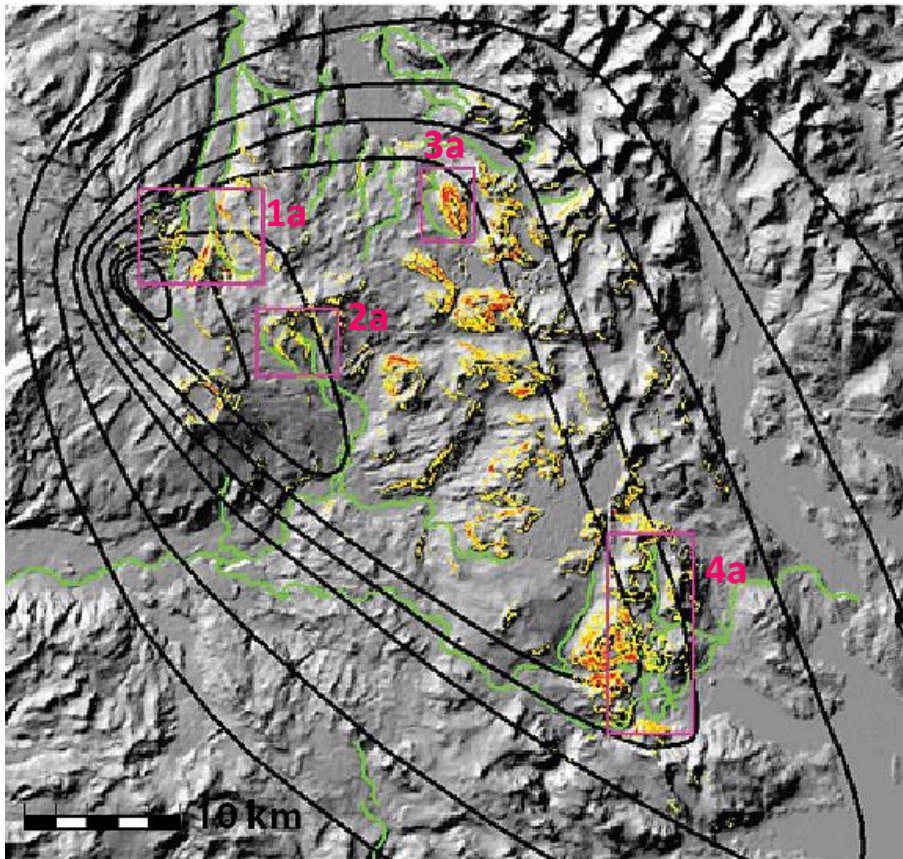


Figura 5.41: Mapa de peligro de deslizamientos en las zona de la última erupción del Cordón Caulle (a), y Volcán Chaitén (b). Las zonas enmarcadas en un cuadro corresponden a sectores en particular donde las zonas de peligro se cruzan con cuencas de drenaje. El $FS \leq 1$ está representado en escala de amarillo a rojo, donde 0,9-1 es amarillo; 0.8-0.9 es naranja; y menor a 0.8 es rojo.

En las figuras 5.42-5.43, se pueden apreciar acercamientos a las zonas destacadas de en la figura 5.41, que representan peligro de generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia, según los mapas de FS. En la figura 5.42 se observa que las zona 1a en el sector del nacimiento de los Ríos Nilahue y Contrafuerte, donde no se aprecian remociones importantes aparentes. Los sectores destacados con $FS \leq 1$ no caen directamente sobre la cuenca de los ríos, sino más bien parecen asociarse a escarpes aledaños. En la zona número 2a, tampoco se observan remociones aparentes de una envergadura considerable.

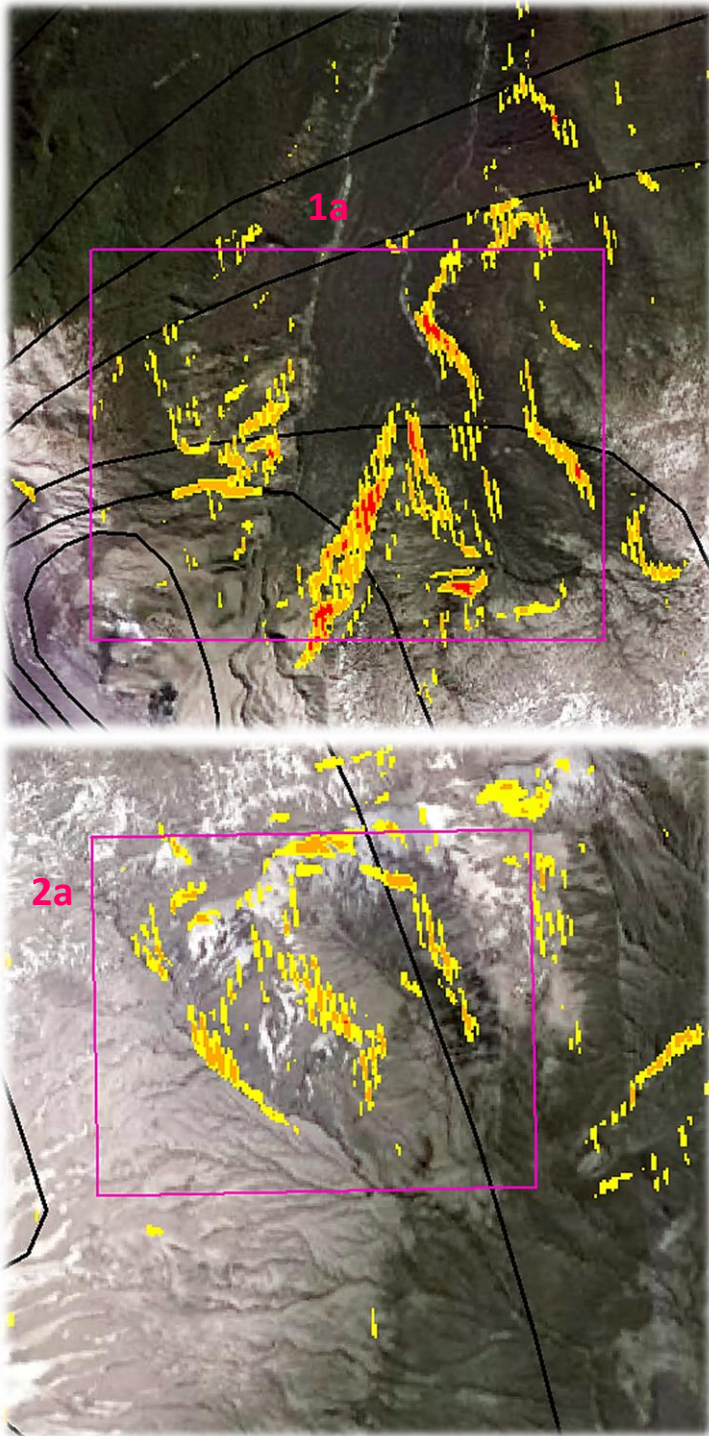


Figura 5.42: Acercamiento de las zonas 1a y 2a de la figura 5.41.

En la figura 5.43 se aprecia la zona número 3a, donde se puede observar un montículo muy escarpado, con cuencas de drenaje aledañas, donde no se distinguen señales de flujo. La zona 4a, igualmente corresponde a un sector montañoso de escarpes pronunciados, donde no se aprecian remociones ni flujos.

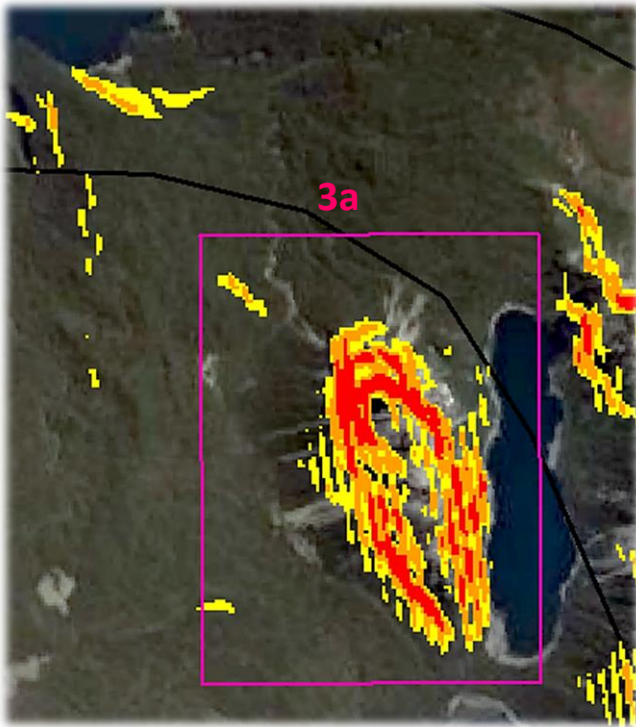
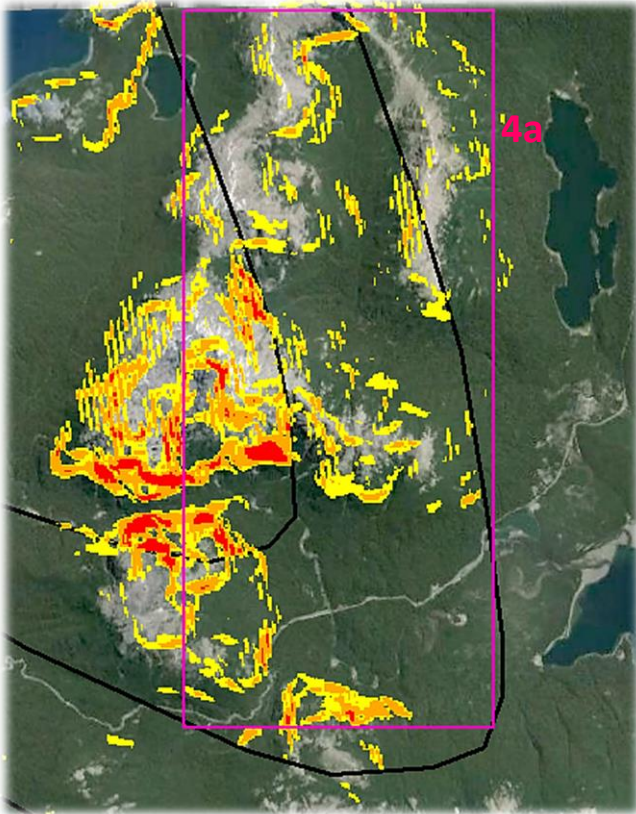


Figura 5.43: Acercamiento de las zonas 3a y 4a de la figura 5.41.



En las imágenes 5.44, se pueden apreciar acercamientos a las zonas destacadas de la figura 5.41 (b), que representan peligro de generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia según los mapas de FS obtenidos anteriormente para el caso del sector Volcán Chaitén.

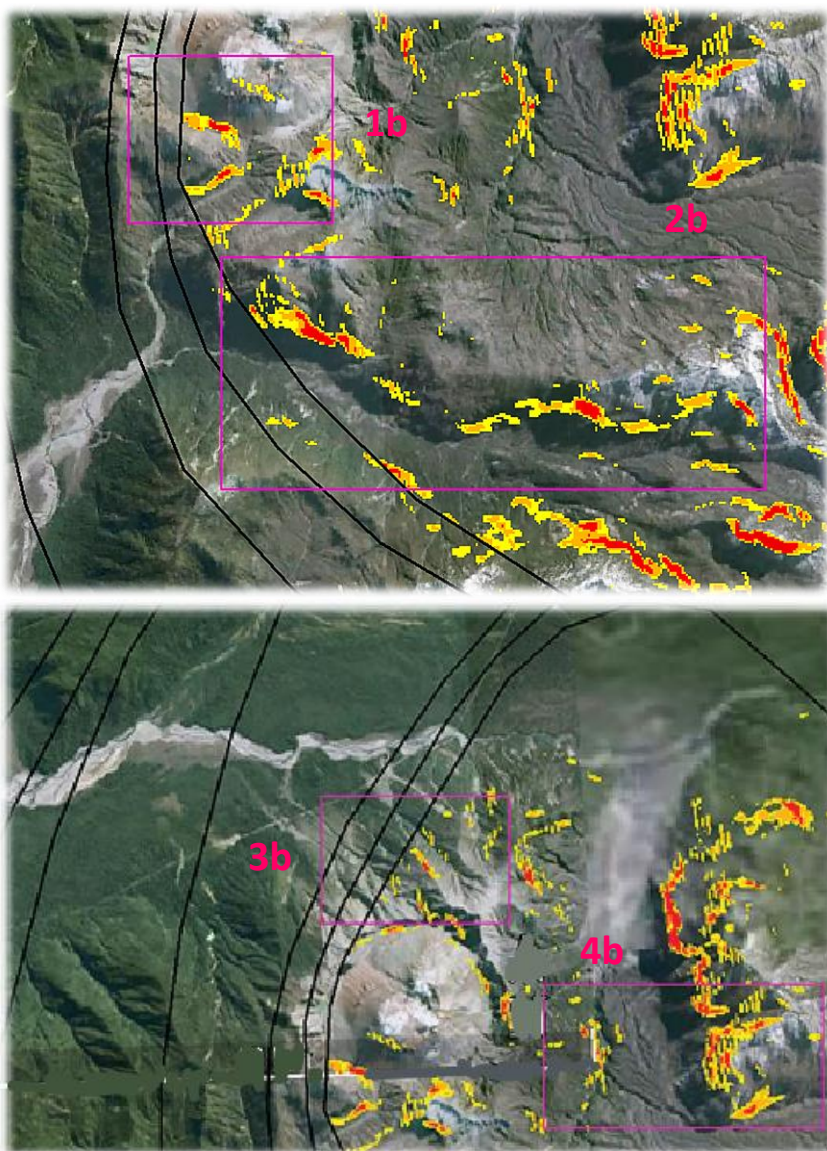


Figura 5.44: Acercamiento de las zonas 1b, 2b 3b y 4b de la figura 5.41.

En la figura 5.44 se observa que las zonas 1b y 2b representan posibles lugares de origen del flujo mostrado la figura 5.38 (a), que representa el único caso documentado de generación de un lahar secundario por infiltración de lluvias en los casos de estudio. Las zonas 3b y 4b destacadas en la parte inferior, muestran posibles sectores de origen para el flujo exhibido en la imagen 5.39 (a).

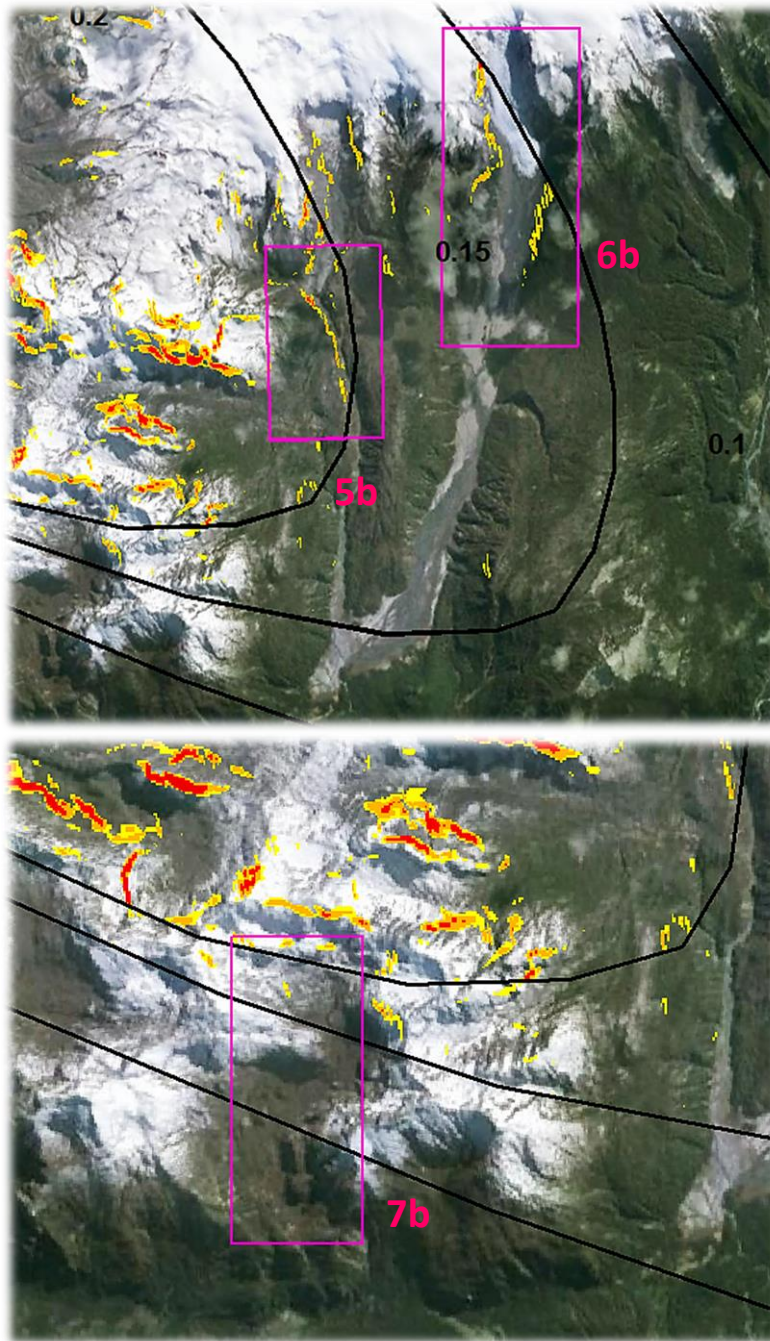


Figura 5.45: Acercamiento de las zonas 5b, 6b y 7b de la figura 5.41.

En la imagen 5.45, las zonas destacadas 5b y 6b representan posibles sectores de origen de las removilizaciones causantes del flujo representado en la imagen 5.39 (b). La zona 7b, por su lado, es un sector donde sería más probable que se haya originado el flujo de lahar representado en la figura 5.39 (a). Sin embargo, basándose en el mapa del FS de la zona de Chaitén construido a partir del mapa de isópacas obtenido de Alfano *et al.* 2010, la susceptibilidad de esta zona no queda del todo clara,

dado que no hay zonas de $FS \leq 1$ que se intersecten directamente con alguna cuenca de drenaje visible.

Los mapas representativos del Factor de Seguridad para las zonas Cordón Caulle y Volcán Chaitén predicen una mayor cantidad de zonas de riesgo, es decir, lugares con $FS \leq 1$ que se intersectan con cuencas de drenaje, para el caso de la zona del Volcán Chaitén. Sin embargo, la zona Cordón Caulle obtuvo una mayor área cubierta por zonas de $FS \leq 1$. Este resultado parece indicar que el riesgo está más controlado por la topografía y las cuencas de drenaje en el sector del Volcán Chaitén, más que por el depósito mismo y su ángulo de fricción interna [β].

Para facilitar la comparación numérica entre los casos, la figura 5.46 destaca las zonas con $FS \leq 1$ para ambos sectores, tomando en cuenta solamente el área total dentro de las zonas de espesor ≥ 0.2 m. En el caso del sector Cordón Caulle, el área total de espesor ≤ 0.2 m corresponde a 963 km^2 . El área cubierta por un $FS \leq 1$ es de 56.5 km^2 , que corresponde al 5.86% del total. En el caso del sector Volcán Chaitén, el área total de espesor ≤ 0.2 m corresponde a 154.83 km^2 . El área cubierta por un $FS \leq 1$ es de 11.69 km^2 , que corresponde al 7.55% del total.

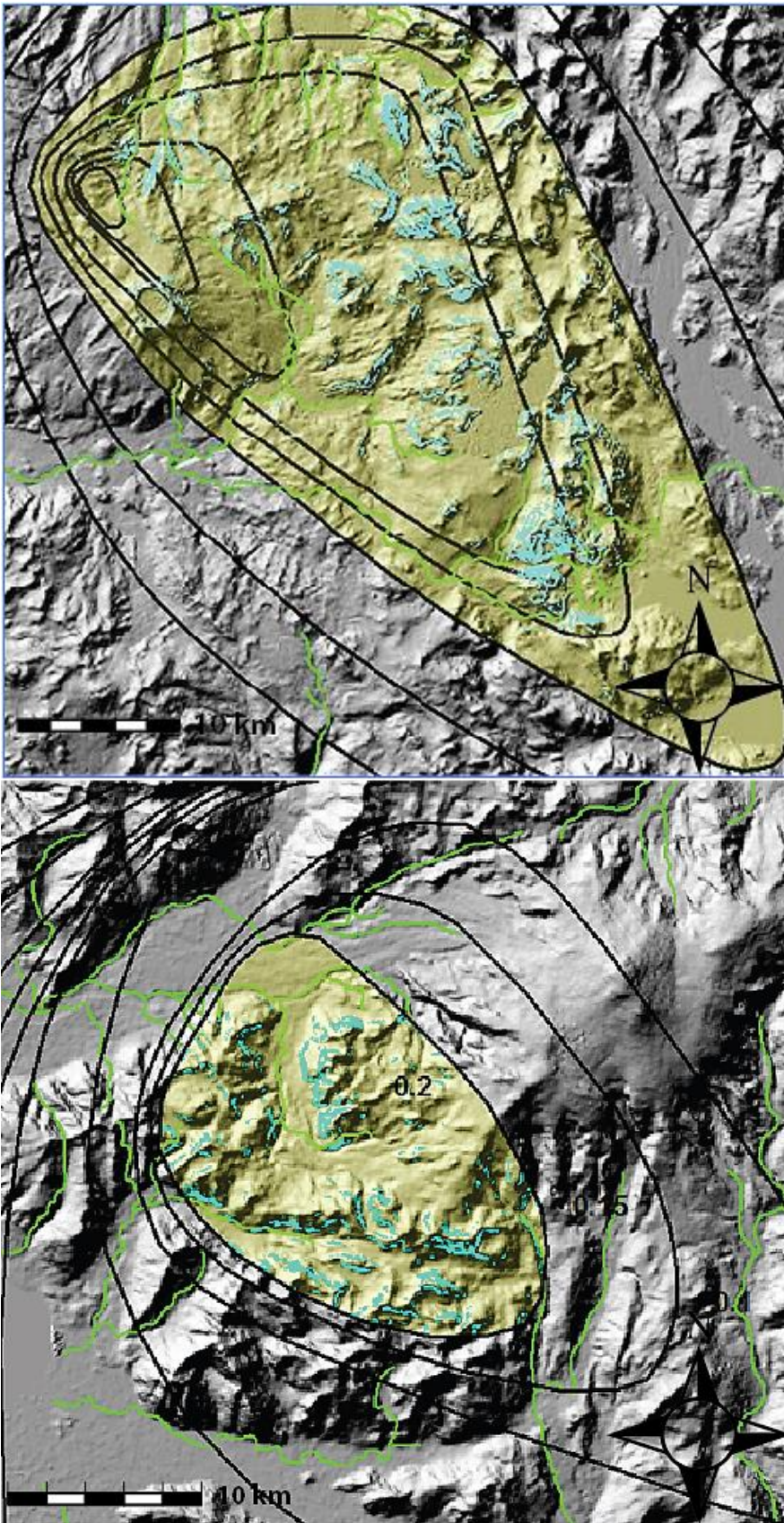


Figura 5.46: Mapa de FS ≤ 1 para sector Cordón Caulle (a) y sector Volcán Chaitén (b). Las áreas dentro de la zona café claro tienen espesores ≥ 0.2 m.

Las figuras 5.47 y 5.48 presentan los mapas de cada sector, que incluyen las zonas de peligro para espesores ≥ 0.2 m, y un mapa análogo a modo de comparación, con el cálculo del FS hecho para el ángulo de fricción interna del otro depósito. En la figura 5.47, el mapa del FS ≤ 1 construido para el sector Cordón Caulle con un $\beta = 40.2$ cubre un área de 118.94 km^2 , correspondiente a un 12.35% del área en cuestión. Esta cifra, con respecto al área cubierta por el FS ≤ 1 calculado con el β original, representa un aumento de un 110% del área cubierta, solo por efectos de la disminución del ángulo de fricción interna [β]. La figura 5.48 presenta un mapa del FS ≤ 1 construido para el sector Volcán Chaitén con un $\beta = 51.19$, que cubre un área de 4.37 km^2 , correspondiente a un 2.82% del área de espesor ≥ 0.2 m. Esta cifra, con respecto al área cubierta por el FS ≤ 1 calculado con el β original, representa una disminución de un 63% del área cubierta.

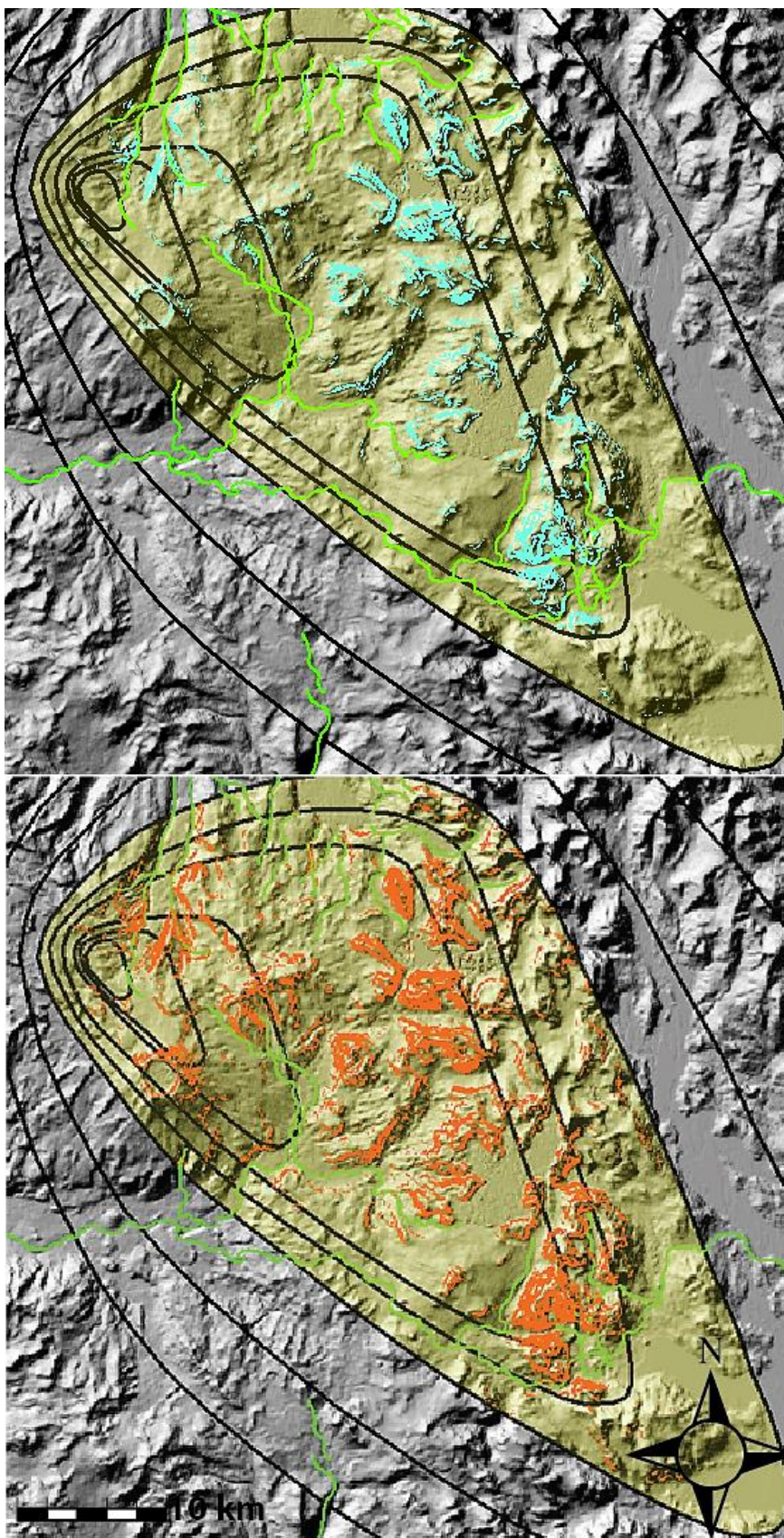


Figura 5.47: Mapa de FS dentro de la isópaca 0.2 m para el sector Cordón Caulle; (a) construido con el β original de 51.19° , (b) construido con el β correspondiente al depósito de caída del Volcán Chaitén, de 40.2° .

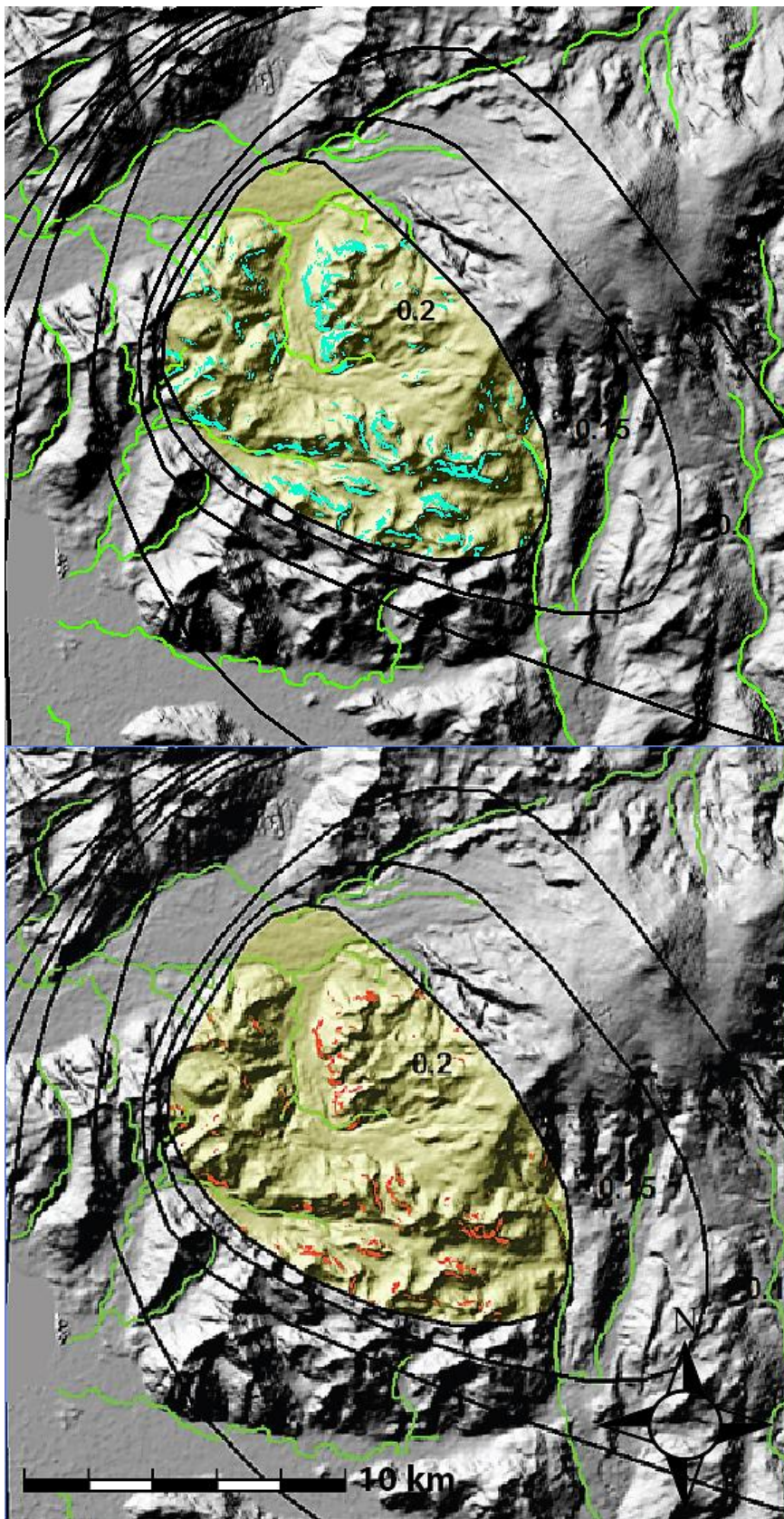


Figura 5.48: Mapa de FS dentro de la isópaca 0.2 m para el sector Volcán Chaitén; (a) construido con el β original de 40.2°, (b) construido con el β correspondiente al depósito de caída del Cordón Caulle, de 51.19°.

Dado que el mapa de isópacas del sector Cordón Caulle contiene isópacas dentro del área de 0.2 m, que alcanzan hasta los 2 m de espesor en el centro, mientras que el mapa de isópacas del sector Volcán Chaitén solo presenta un espesor máximo de 0.2 m en la isópaca central, se propone realizar un análisis porcentual del área cubierta por el $FS \leq 1$ para espesores ≥ 0.2 m; esta vez suponiendo que el mapa de isópacas del sector Cordón Caulle llega hasta los 0.2 m al igual que el mapa de isópacas de sector Volcán Chaitén, con el resto de las isópacas $>$ a 0.2 m fijas en 0.2 m. Este análisis se realizará con el propósito de minimizar el efecto de la falta de información en cuanto a espesores en la zona proximal del sector Volcán Chaitén.

En la figura 5.49 se observa que el área cubierta por el $FS \leq 1$ en el sector Cordón Caulle, ahora con un espesor fijo de 0.2 m, es de 10.77 km^2 , correspondiente al 1.12% del área total de espesor 0.2 m. La imagen de abajo muestra el mismo mapa del Cordón Caulle con espesor 0.2 m fijo como isópaca central, pero esta vez para el caso de comparación, con un ángulo de fricción interna de 40.2° . El área cubierta por el $FS \leq 1$ en el sector Cordón Caulle, ahora con un $\beta = 40.2^\circ$, es de 28.18 km^2 , que corresponde al 2.93 % del área total de espesor 0.2 m.

La tabla 5.26 resume las áreas cubiertas por el $FS \leq 1$ en todos los casos anteriores, con la variación porcentual asociada a las diferencias en el ángulo de fricción interna $[\beta]$.

Área de Peligro	Volcán Chaitén		Cordón Caulle		Cordón Caulle 0.2 m Fijo	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%
$\beta = 40.2$	11.69	7.55	56.5	5.86	28.18	2.93
$\beta = 51.19$	4.37	2.82	118.94	12.35	10.77	1.12
Variación	7.32	62.62	62.44	110.51	17.41	161.65

Tabla 5.26: Área total cubierta por $FS \leq 1$, con su respectivo porcentaje respecto al área total ≥ 0.2 m, para los sectores Volcán Chaitén, y Cordón Caulle (isópacas centrales fijas e isópacas centrales originales). Los números destacados en verde son los valores que corresponden a los datos originales de las zonas. La fila de abajo representa la variación en área y porcentual del efecto de cambiar el ángulo de fricción interna.

En la tabla se puede apreciar que el caso más sensible respecto a la variación del ángulo de fricción interna es el del Cordón Caulle con espesor fijo de 0.2 m. Los sigue el caso del Volcán Chaitén, y luego Cordón Caulle a espesor variable.

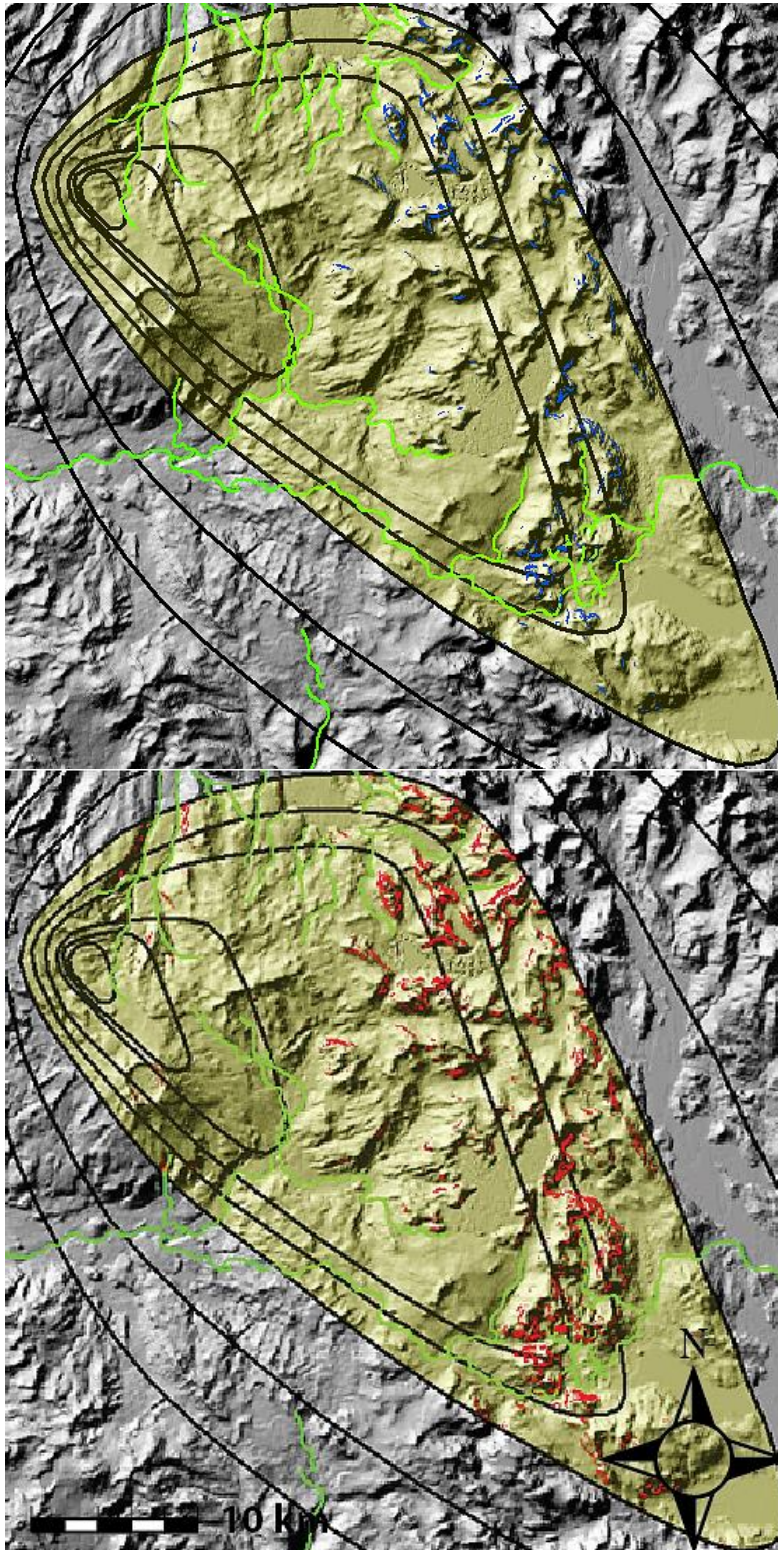


Figura 5.49: (a) área cubierta por el $FS \leq 1$ dentro del área ≥ 0.2 m, con el mapa de isópacas original que gradúa hasta 2 m de espesor en el centro. (b) área cubierta por el $FS \leq 1$ asumiendo un espesor fijo de 0.2 m

Tomando en cuenta el caso del Cordón Caulle de espesor fijo, la diferencia porcentual entre el área de peligro cubierta entre este y el sector Volcán Chaitén, considerando cada caso con sus β correspondientes, es de un 6.43% más de área en el sector Volcán Chaitén. Al considerar el área ≥ 0.2 m con espesor variable en el sector Cordón Caulle, esta diferencia disminuye a un 1.69%.

Los casos de las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle) y PDC-Blast (Volcán Chaitén) representan a depósitos locales, por lo que generar un mapa de espesores no se adecua a estos casos en particular. Sin embargo, se puede evaluar el FS para zonas específicas cubiertas por los depósitos en cuestión, asumiendo un espesor aproximadamente constante para cierta área considerada de mayor riesgo. Los mapas a continuación representan valores del FS para espesores fijos de 5 m y 1.5 m para los casos respectivos, donde la zona enmarcada en amarillo es el lugar donde se observó el depósito en terreno. Los sectores que quedan fuera del área enmarcada no valen la pena ser tomados en cuenta, ya que el depósito en cuestión no cubre un área tan extensa.

Para el caso del depósito de Flujo Piroclástico Río Nilahue, las observaciones en terreno mostraron un espesor de aproximadamente 20 m emplazado en el valle del Río Nilahue. Dado que el valor de la pendiente mínima de deslizamiento se estabiliza luego de los 5m de espesor, se tomará en cuenta el valor de pendiente mínima correspondiente a este espesor para determinar posibles zonas de peligro. A continuación en la figura 5.50 se aprecian las zonas susceptibles destacadas en rojo, así como el sector cubierto por el depósito y las cuencas de drenaje asociadas.

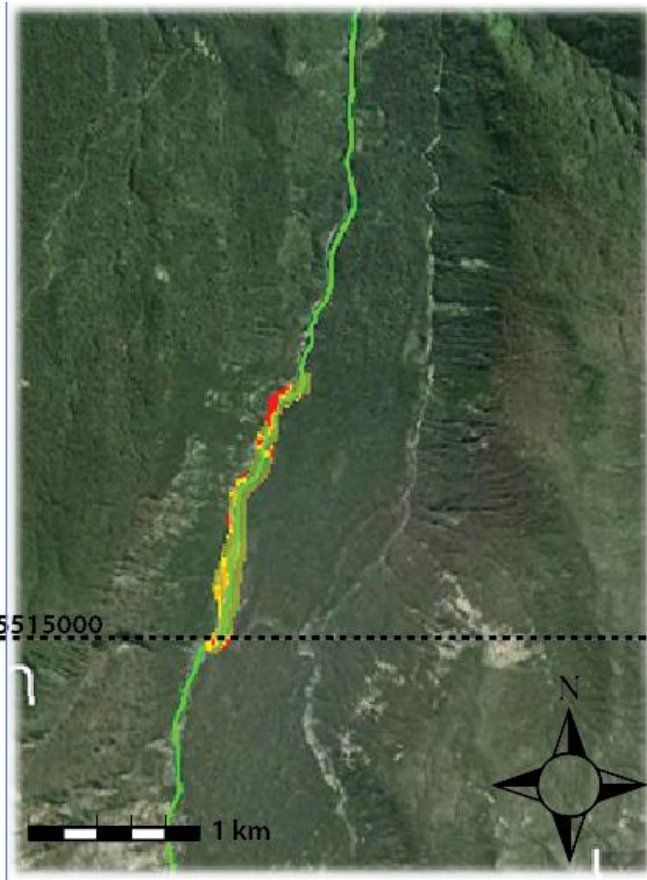


Figura 5.50: Sector correspondiente al depósito Flujo Piroclástico Río Nilahue, con la cuenca del Río destacada en verde, y el sector de emplazamiento del depósito en amarillo claro. El FS ≤ 1 está representado en escala de amarillo a rojo, donde 0,9-1 es amarillo; 0,8-0,9 es naranja; y menor a 0,8 es rojo.

Para el caso del depósito PDC-Blast, las observaciones en terreno mostraron un espesor de aproximadamente 1.5 m emplazado en el flanco Norte del Volcán Chaitén. A continuación en la figura 5.51 se aprecian las zonas susceptibles, así como el sector cubierto por el depósito y las cuencas de drenaje asociadas.

Ninguna de las zonas asociadas a los depósitos de flujo piroclástico Río Nilahue y PDC-Blast mostró señales de constituir el origen de removilizaciones importantes que precedieran a flujos de lahar.

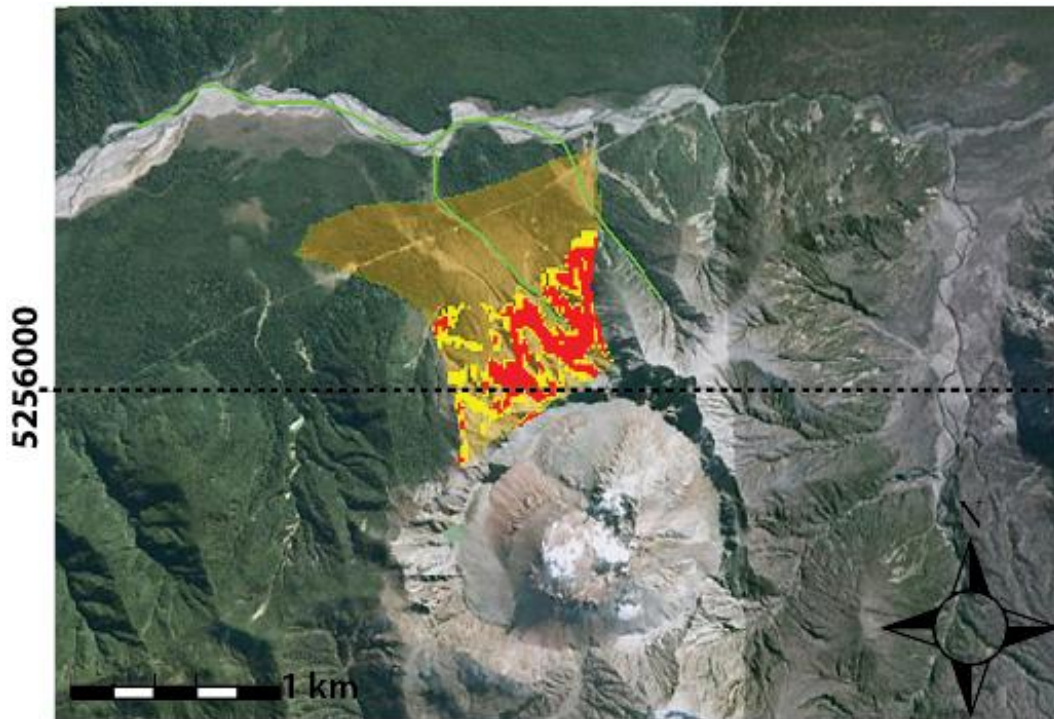


Figura 5.51: Sector correspondiente al depósito PDC-Blast (Volcán Chaitén) con las cuencas que bajan desde el flanco Norte del volcán destacadas en verde, y el sector de emplazamiento del depósito en amarillo claro. El $FS \leq 1$ está representado en escala de amarillo a rojo, donde 0,9-1 es amarillo; 0,8-0,9 es naranja; y menor a 0,8 es rojo.

6. DISCUSIONES

6.1. Características de los Depósitos

Los efectos de la composición y la forma, el tamaño y la distribución de las partículas, así como el empaquetamiento de estas y su contenido de humedad, son todos factores que van a determinar la manera en que se comporta un suelo sometido a un *stress* tangencial.

La granulometría de un depósito, en primer lugar, determina la relación de vacíos, y por lo tanto el ángulo de fricción máximo β . Al existir una menor relación de vacíos, habrá una mayor interconexión entre las partículas, por lo que existirá una mayor cantidad de superficies en contacto. Con esto, aumentarán las superficies de roce y la fuerza neta ejercida sobre las partículas, y por lo tanto aumentará el ángulo de fricción interna del suelo. El tamaño de los granos, por su parte, afecta directamente la relación de vacíos de un suelo, ya que a un mayor tamaño promedio, se tendrá espacios intersticiales más grandes entre los granos, y por lo tanto una mayor relación de vacíos. Por otra parte, con una mejor distribución granulométrica se tendrá una menor relación de vacíos, ya que las partículas más pequeñas tenderán a rellenar los huecos intersticiales que dejan las partículas más grandes. La carga sobre el suelo, a su vez, determinará en gran medida la compactación de este, y por lo tanto su relación de vacíos. Un suelo bien gradado experimentará un mayor rompimiento de partículas al aplicar una carga, ya que habiendo más superficies de contacto, existe una mayor cantidad de superficies susceptibles a la rotura por efecto de la carga. Lo anterior implica que los suelos mejor gradados experimentan un menor crecimiento del β con el aumento de la presión confinante, respecto a un suelo de mejor selección, ya que estos últimos se someterán a mayor fricción, al existir menor rompimiento entre los granos (Lambe y Whitman, 1969) (González de Vallejos *et al.*, 2004).

La selección de las muestras se aprecia en la tabla 5.2, donde en general estas tienen mala selección; la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén) presenta una selección un grado mayor que las demás muestras en la escala. Por tener una mejor selección, es esperable que tenga un menor ángulo de fricción interna β . La tabla 5.2 también presenta el grado de simetría de las muestras, donde se aprecia que la muestra El Amarillo es simétrica, mientras que Río Nilahue y Paso Cardenal Samoré tienen simetría positiva; y PDC-Blast; simetría negativa. Esta característica es consecuencia de la mejor selección de la muestra de Depósito de Caída El Amarillo,

Volcán Chaitén. La manera en que se calculó la simetría para estas cuatro muestras no otorga un indicador muy fidedigno de esta propiedad, ya que está sesgada por el gran porcentaje de partículas menores a los 0,063 mm de diámetro que no fueron sometidas a tamizaje posterior, y que por lo tanto cuentan como un solo grupo de tamaño. Si se elimina este segmento de las partículas, se ve en los gráficos granulométricos no acumulativos (figuras 5.1(a) y 5.2(a)) que la asimetría es más bien negativa para los casos de Río Nilahue y Paso Cardenal Samoré, donde las partículas tienden a acumularse en la fracción de tamaños entre 4 y 7.93mm (guijarros) y 1-15.9 (Arena gruesa-Guijarros), respectivamente. La Curtosis de las muestras (tabla 5.2) se presenta en general mesocurta, salvo la muestra de Flujo Piroclástico Río Nilahue, que entrega un valor muy platicurto. Esto implicaría que esta última muestra presentaría mejor selección en los tamaños de grano de los extremos del rango. Esta propiedad, al igual que la simetría, no queda muy bien representada en los gráficos, por el efecto de las partículas menores a 0.63 mm.

La tabla 5.4 presenta el C_u y C_c de las cuatro muestras, donde se aprecia que ninguna de las muestras es uniforme, es decir, tienen mala selección, por lo que se espera un ángulo de fricción interna β elevado para todos los casos. Por otra parte, la única muestra que presenta una buena graduación de la de Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), por lo que se espera un mayor contacto interno entre las partículas o menor relación de vacíos, y por lo tanto un mayor ángulo de fricción interna β . Este efecto podría compensarse en caso de que la carga provoque un efecto de fractura en la muestra, eliminando sus asperezas, debido al mayor contacto entre las partículas. Para tal caso, el ángulo de fricción interna β disminuiría con la carga.

En la tabla 5.5, se presentan los tamaños de las medidas de tendencia central de las muestras seleccionadas. En esta se aprecia que el promedio de tamaño de grano de las muestras cae dentro del rango Arena Muy Fina- Gránulos. A grandes rasgos, las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue (C. Caille), Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caille), y PDC-Blast (Volcán Chaitén) presentan una granulometría más gruesa. La muestra Depósito de Caída El Amarillo, por su lado, tiene en promedio un menor tamaño de grano. Esto es consistente con las conclusiones del trabajo realizado por Pierson *et al.* (2013), donde el fenómeno de removilización por infiltración de lluvia ocurrido en el Río Blanco (Chaitén) se explica por la granulometría fina del depósito, que dificultó la infiltración de lluvia, generando escorrentía superficial. Un promedio de tamaño de grano más fino, en teoría, también representaría una mayor relación de vacíos, y por lo tanto se traduciría en un mayor ángulo de fricción interna β .

La tabla 5.6 muestra la consistencia de cada una de las muestras según la descripción de la clasificación USCS. Todas presentan una consistencia de suelo suelto, salvo la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), que se puede amoldar cuando la muestra está húmeda. La muestra, una vez seca, perdió esta propiedad. Probablemente este se deba al promedio de tamaño más fino de sus partículas, junto con una mejor selección que las otras muestras.

En la tabla 5.7 están la nomenclatura y clasificación USCS de las cuatro muestras. La única que cae en una categoría distinta a SM (arena limosa), es la del PDC-Blast (Volcán Chaitén), por su bajo contenido en partículas tamaño fino. Esta propiedad haría a esta muestra típicamente más permeable que las demás. Esta propiedad, sin embargo, no se ve reflejada en el contenido de humedad de la muestra (tabla 5.11), donde la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) muestra una mayor capacidad de contener humedad. La velocidad a la que el agua es absorbida en la muestra no es una propiedad medida en este estudio, pero podría considerarse para futuras referencias, y así establecer si existe alguna correlación notoria con respecto a la distribución de tamaños.

La tabla 5.8 resume las características de las muestras observadas en la lupa binocular. Los componentes juveniles se restringen a pómez y esquirlas de vidrio transparente, mientras que los fragmentos líticos se componen de obsidiana, riolitas, y en menor medida, lavas andesíticas. Las muestras Flujo Piroclástico Río Nilahue y Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle) no presentan riolita dentro de sus fragmentos líticos, y la mayoría de estos son de obsidiana, más o menos vesiculada. La muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén) presenta trazas de riolita, con una predominante composición de obsidiana en sus líticos; por su parte, la muestra PDC-Blast (Volcán Chaitén) tiene un contenido predominante de riolita en sus fragmentos líticos, con presencia de obsidiana, que se presenta menos vesiculada que en la muestra El Amarillo. La proporción de juveniles respecto a los líticos es consistente para las cuatro muestras, donde los depósitos de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle) y El Amarillo (Volcán Chaitén) presentan un contenido mucho menor de fragmentos líticos (3-5%). La muestra de flujo piroclástico Río Nilahue (C. Caulle) presenta un contenido mayor de fragmento líticos, de aproximadamente 25%, y la muestra de PDC-Blast (Volcán Chaitén) tiene la mayor proporción de líticos, predominantemente de obsidianas, de un 55%.

La esfericidad y redondeamiento de las muestras (tabla 5.8) es muy similar para las cuatro, siendo todas las partículas de carácter anguloso. La esfericidad es media-

baja para todas las muestras salvo la de Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (C. Caulle), que presenta partículas levemente más esféricas que las demás muestras. El carácter anguloso de las partículas debiera contribuir al aumento del ángulo de fricción interna β de los depósitos; sin embargo, el carácter frágil de los fragmentos juveniles podría traducir el esfuerzo de corte aplicado a las muestras en un mayor fracturamiento de estas, sin necesariamente generarse un aumento en el roce entre las partículas. La composición del suelo, por su lado, modifica la resistencia y determina el grado de redondeamiento y esfericidad de los granos. Estas características finalmente determinarán la susceptibilidad del material a romperse una vez sometido a estrés y fricción. La aspereza de la superficie de las partículas genera resistencia mecánica al desplazamiento, afectando la resistencia al cizalle del material, partícula a partícula. Sin embargo, a una mayor relación de vacíos, existe una menor interconexión entre los granos, y por lo tanto el efecto de la rugosidad entre las superficies será menor. Esta característica puede ir modificándose a medida que se le aplica la fuerza al material, ya que el estrés de contacto entre partículas genera rupturas, eliminando asperezas a medida que se aplica la fuerza. La resistencia de las partículas, a su vez, determina cuan susceptibles son estas a romper y deformarse a medida que se somete el material al estrés. Al ser estas menos resistentes, su rompimiento minimizará el efecto de la interconexión, disminuyendo el ángulo de fricción interna (Lambe y Whitman, 1969) (González de Vallejos *et al.*, 2004).

En general, al aplicar una fuerza irá aumentando la fricción entre las partículas. A su vez, la fricción disminuirá con la fuerza aplicada a medida que esta genere el rompimiento de los granos. Este fenómeno se debe a que aumenta el estrés de contacto con una mayor fuerza, incrementando la carga sobre las partículas, provocando su ruptura. Con esto, la destrucción de las asperezas de las partículas comenzará a estreses confinantes menores. Los efectos anteriormente descritos se compensan, y en general un suelo sometido a corte presentará un ángulo de fricción más o menos constante para los efectos de la medición. En síntesis, se tiene que para una mayor compactación habrá una menor relación de vacíos, con lo que habrá una mayor interconexión entre las partículas, con lo que una mayor cantidad de zonas de contacto entre partículas estarán sometidos a estrés, lo que hará aumentar la fricción, y con esta, el ángulo de fricción interna y por lo tanto la resistencia al cizalle. La composición del suelo afectará directa o indirectamente cada uno de estos factores, donde en resumidas cuentas, va a variar el comportamiento reológico del suelo en relación al estado de compactación de este (Lambe y Whitman, 1969).

La representatividad de las características granulométricas medidas respecto a los depósitos en su totalidad, sobre todo para los casos de depósitos de caída, es

limitada, ya que las pruebas y mediciones que se realizaron fueron sobre un punto particular del depósito desde el cual se extrajeron las muestras, que representa un punto en las isópletas de un tamaño de grano en particular.

El contenido de humedad de una muestra saturada va a depender de la capacidad del depósito de infiltrar agua, es decir, de la porosidad y permeabilidad del depósito en cuestión. En la tabla 5.9 se puede apreciar que la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré es la que infiltró el mayor contenido de humedad respecto a su contenido inicial, con un 59.13% de agua agregada. La siguen las muestras Flujo piroclástico Río Nilahue con un 31.05%, Depósito de Caída El Amarillo con un 15.92%, y finalmente la muestra PDC-Blast, con un 8.92% de humedad infiltrada sobre su nivel base. Coincidentemente, la muestra con una mayor capacidad de infiltración; muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré; es la que tiene una menor densidad ($0.87 \text{ [g/cm}^2\text{]}$), y la muestra PDC-Blast; con una menor capacidad de infiltración; es la muestra más densa ($1.85 \text{ [g/cm}^2\text{]}$). Las muestras Río Nilahue y El Amarillo no respetan esta correlación, con densidades de 1.0 y $1.58 \text{ [g/cm}^2\text{]}$ respectivamente. La relación w_b/w_s para los cuatro casos es cercana a 2, por lo que para futuras referencias, esta relación podría servir como una buena aproximación si se quiere tener en cuenta la capacidad de infiltrar agua de un depósito de origen piroclástico. Esta relación otorga, a su vez, una medida para calcular el peso específico aproximado de un depósito piroclástico en estado saturado, que como se aprecia en la tabla 5.11, difiere de la aproximación utilizada anteriormente por Volentik et al, (2009) y Amigo (2013), de $\gamma_s=2\gamma_w$; donde el peso específico saturado aparece un tanto sobre estimado.

En cuanto a la capacidad de las muestras de absorber humedad, en la tabla 5.9 se observa que la muestra Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) muestra una mayor diferencia entre el peso húmedo y el peso base, es decir, requiere de una mayor cantidad de agua para saturarse. Dado que el modelo de Iverson (2000) utilizado en este estudio toma como base para el cálculo del FS un depósito saturado, el efecto de la mayor capacidad de infiltrar queda abierto como discusión, ya que no es claro que esto se relacione, por ejemplo, con una velocidad menor de saturación, que afectaría el efecto del factor gatillante a la hora de evaluar el FS de los depósitos.

La densidad de una muestra está muy relacionada con el empaquetamiento de esta, es decir, con su relación de vacíos. Sin embargo, son medidas distintas, ya que la densidad de las partículas individuales va a afectar la densidad total de la muestra, independiente de cuánto esté en contacto unas con otras. Es posible estipular que para

dos muestras de igual composición y características granulométricas, la muestra con mayor densidad tendrá un mayor empaquetamiento de sus partículas; pero no es posible asumir tal relación para las muestras presentadas, ya que estas presentan granulometrías variadas, con un porcentaje de componentes líticos y juveniles muy diferentes, que a su vez tienen densidades particulares diferentes. Si se compara el caso de las muestras Depósito de Caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) y Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), ambas tienen un contenido de fragmentos líticos muy similares (3-5%; tabla 5.8). Sin embargo, la muestra Cardenal Samoré tiene una peor selección y un promedio de tamaño de granos más gruesos que los de la muestra El Amarillo; por lo que se asume un peor empaquetamiento de las partículas, o mayor relación de vacíos. Para estos casos, la mayor densidad de la muestra El Amarillo ($1.58 \text{ [g/m}^3\text{]}$) respecto a la muestra Cardenal Samoré ($0.87 \text{ [g/m}^3\text{]}$) concuerda con lo analizado anteriormente (tabla 12, densidades). El caso de la muestra El Amarillo presenta curvas de tensión horizontal/deformación horizontal $[\tau/\epsilon]$ típicas para una arena densa (figura 5.16), teniendo una densidad de solo $1.58 \text{ [g/m}^3\text{]}$, en contraste con el caso de la muestra PDC-Blast; que presentado una densidad más alta ($1.85 \text{ [g/m}^3\text{]}$), muestra un comportamiento menos típico de una arena densa en su gráfico $[\tau/\epsilon]$ (figura 5.19). Esta exhibe un marcado peak en la curva solo para el caso σ_2 . Este efecto sugiere un empaquetamiento más denso de las partículas de la muestra El Amarillo, independiente del valor de la densidad, que se ve afectado por el peso de las partículas además de su empaquetamiento.

Las dificultades a la hora intentar reproducir las densidades in situ en el laboratorio muy probablemente se deben a efectos de la remoción y traslado de las muestras respecto a cómo se encontraban in situ; aunque en el caso de la muestra PDC-Blast, el efecto de la manipulación de la muestra se acentúa, dado que para poder ingresar la muestra en la caja de ensayo, fue necesario dejar fuera algunos fragmentos líticos que superaban los 5 cm permitidos para ingresar la muestra en la caja. De esta manera, se quitaron del volumen de muestra fragmento de densidad mucho mayor que las partículas juveniles, con lo que la densidad nueva de la muestra sin los fragmentos de mayor tamaño necesariamente tendería a ser menor.

6.2 Ensayo de corte

Para obtener valores empíricos de los parámetros β y c , es necesario construir la recta envolvente de Mohr-Coulomb, desde la cual extraer estos valores gráficamente. Para esto, tanto un ensayo de corte directo como un ensayo triaxial cumplen con el objetivo de construir la recta. La decisión de realizar ensayos de corte directo y no

ensayos triaxiales, se tomó en base a la granulometría de las muestras en cuestión, ya que la máquina de corte triaxial disponible en el laboratorio de sólidos MECESUP del departamento de Ingeniería Civil no permite realizar ensayos a suelos con partículas mayores a los 5 cm de diámetro. Dado que todas las muestras, salvo la de Depósito de Caída El Amarillo, presentaron a simple vista partículas superiores a ese tamaño límite, se optó por realizar el ensayo de corte directo en la caja de 30 x 30 cm de área, disponible en el laboratorio mencionado. Dado que una de las ventajas del ensayo triaxial es que permite medir la presión de poros $[\mu]$ al realizar el ensayo, esta información se perdió para efectos de este estudio. Sin embargo, el comportamiento de la presión de poros durante el ensayo no entrega información adicional para efectos de calcular el FS de las muestras con sus parámetros asociados.

Los ensayos de corte directo se realizaron en condiciones drenadas y saturadas. Dado que, en la naturaleza, los depósitos probablemente se comportarán de manera permeable; gracias a la propiedad porosa y suelta de sus componentes; el drenaje representa de mejor manera el eventual comportamiento de las muestras ante un deslizamiento en su estado natural. Para reproducir la condición de drenaje del suelo, se procura realizar el ensayo de corte a una velocidad de carga suficientemente baja, para permitir el escape del agua por permeabilidad, para evitar sobrepresiones intersticiales $[\mu]$ durante el ensayo. La saturación, por otro lado, es crucial para modelar el comportamiento de los depósitos, ya que el fenómeno que se pretende estudiar es el de fallamiento por la disminución de la resistencia del material, causado por la infiltración de lluvia. Por esto, la condición saturada refleja mucho mejor la resistencia del material para estas circunstancias en particular.

Se escogieron valores bajos de carga vertical, dado que para el caso real de un deslizamiento por falla, el depósito no estaría sujeto a una carga vertical $[\sigma]$ muy significativa. Además, dada la condición frágil de los suelos en cuestión (alto contenido de fragmentos juveniles), realizar los ensayos a baja carga vertical $[\sigma]$ constante disminuye la tensión total a la que son sometidos los suelos antes de fallar, evitando un fracturamiento excesivo de las muestras durante las pruebas de laboratorio, que podría eventualmente alterar el resultado final de la resistencia al corte $[\tau_p]$, modificando la distribución granulométrica real de los suelos. En las observaciones que se realizaron a las muestras después de realizar cada uno de los ensayos, ninguna presentó un fracturamiento a simple vista significativo, para todos los valores escogidos de σ .

Para efectos de calcular valores de β y c , con el fin de utilizar estos parámetros para calcular el FS de cada muestra; es necesario optar por los valores obtenidos de las

rectas envolventes peak o residuales. En general, para calcular el FS de un suelo, lo más convencional es utilizar los valores de las curvas residuales. Esto porque la curva envolvente residual es más representativa del comportamiento real de un suelo, ya que no está sujeta a efectos particulares del momento de la rotura. Además, para el caso particular de los ensayos realizados para este estudio, las rectas envolventes peak entregan valores muy elevados para el caso de la cohesión $[c]$, llegando incluso hasta los 6900 $[\text{kg}/\text{m}^2]$ para el caso del ensayo El Amarillo, que corresponde a valores más típicos para suelos arcillosos. Los valores de c residuales, en cambio, se acercan más los 1000 $[\text{kg}/\text{m}^2]$, que es el valor esperado estimado en trabajos anteriores, Volentik (2009) y Amigo (2013). Los valores de la regresión lineal $[r]$ para las rectas envolventes peak y residual, además, se mantienen más cercanas al valor 0 para el caso de las rectas residuales.

Las curvas tensión/deformación de la muestra PDC-Blast (figura 5.20) muestran un comportamiento esperable para arenas no densas, a pesar de que esta corresponde a la muestra más densa, con un valor de 1.85 $[\text{g}/\text{cm}^3]$ en laboratorio. Esto podría deberse a un empaquetamiento poco denso, discutido en la sección anterior. La curva deformación horizontal/deformación vertical $[\varepsilon_h/\varepsilon_v]$ para el caso σ_2 presenta una anomalía, donde esta exhibe un comportamiento más expansivo que la de los ensayos a otros σ_n , a pesar de ser sometida a un mayor confinamiento vertical. Esto probablemente se deba a la heterogeneidad de los segmentos de las muestras sometidas a corte. A pesar de lo anterior, tanto los parámetros β y c , como los valores de resistencia al corte caen dentro de valores esperables.

Si nos limitamos a los valores residuales para el set de ensayos seleccionados, la muestra Cardenal Samoré es la que presenta un mayor β , seguida de cerca por las muestra PDC-Blast y Río Nilahue (tabla 5.20). La muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén), es la que presenta un menor valor de β . Esta diferencia es, de hecho, consistente con la realidad, ya que la muestra Depósito de Caída El Amarillo (Volcán Chaitén) es la única a partir de la cual se generaron flujos laháricos por infiltración de lluvia importantes. La muestra Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle), al ser igualmente un depósito de caída, generó flujos diluidos con carácter de lahar, en el valle del Río Golgol. Sin embargo, estos no dejaron depósitos comparables al espesor de los flujos hiperconcentrados depositados en el curso del Río Chaitén (hasta 7 m). La diferencia entre el ángulo de fricción interna β entre ambas muestras podría explicar esta diferencia, donde el depósito de caída del Volcán Chaitén presentó un menor β , y por lo tanto una menor resistencia al corte que el depósito de caída análogo, para el caso del Cordón Caulle.

La muestra Deposito de Caída El Amarillo es la que tiene una mejor selección de todas las muestras estudiadas. Además, tiene un tamaño de grano promedio menor al resto de las muestras, lo que es consistente con un menor ángulo de fricción interna β .

Los valores de la cohesión (tabla 5.20) se reparten en un rango de entre 1000 y 2000 [kg/m²]. Dado que para efectos de la composición las muestras son frescas y presentan un 0% de arcillas, estos valores están dados por las fracciones más finas de tamaño de grano, y su interacción con el contenido de agua de la muestra. Dado que los suelos con los que se trata son no plásticos, la cohesión se pierde al saturarse la muestra, por lo que la cohesión aparente que se mide en las rectas envolventes es un muy probablemente un efecto de la humedad.

Algunos errores comunes asociados a la medición de β y c mediante ensayos de corte directo se relacionan a la dificultad de reproducir las condiciones in situ al momento de remoldear el suelo en la caja de ensayo. Esto puede generar efectos como fracturamiento, selección de fracciones poco representativas, y heterogeneidades que surgen por azar en una fracción pequeña de un depósito. Es por esto que, a pesar de que se obtuvieron resultados coherentes en una primera instancia a la hora de medir los parámetros físicos de depósitos piroclásticos con este método, siempre es deseable ampliar el espectro de ensayos realizados a este tipo de suelos, para así obtener resultados con una mayor representatividad estadística al minimizar el error muestral.

6.3. Factor de Seguridad

La sensibilidad de los parámetros β , c e γ_s estudiada dentro de la ecuación en la sección 5.8.1, arrojó resultados esperados, donde el ángulo de fricción interna [β] y cohesión [c] pesan más dentro de la ecuación que el peso específico de las muestras. La cohesión, sin embargo, por no ser considerada un factor muy confiable a la hora de realizar las mediciones (ausencia de arcillas, ensayos realizados en muestras saturadas), y dado que arrojó valores muy probablemente asociados al contenido de humedad de las muestras, más que a una característica intrínseca del depósito, se optó por variar solamente el ángulo de fricción interna [β] para cada muestra.

A la hora de calcular el Factor de Seguridad asociado a los depósitos de caída saturados del sector Cordón Caulle y Volcán Chaitén, se debe tener presente que cada uno de los parámetros utilizados en la ecuación tiene sus propios errores asociados, y

que el mapa de peligro de deslizamiento resultante es una aproximación que está sujeta a las inexactitudes de cada uno de los parámetros en cuestión. Además de las inexactitudes en la obtención de β , c e γ_s , se debe tomar en cuenta la representatividad de las muestras en cuestión. Las muestras obtenidas con el propósito de realizar la medición de sus parámetros físicos, en particular para los casos de los depósitos de caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) y El Amarillo (Volcán Chaitén), fueron obtenidas de un punto, que para cada caso cae dentro de una isópleta específica del depósito total; es decir, la granulometría, composición y forma de la muestra extraída de un punto específico no necesariamente representa las características físicas del depósito completo, ya que la granulometría y composición de un depósito de caída varían según la proximidad a la fuente de emisión. Además de esto, las muestras en un punto específico están sujetas a posibles removilizaciones anteriores, y a efectos del clima y la vegetación sobre los depósitos. Por todo lo anterior, los β , c e γ_s de los depósitos obtenidos a partir de pruebas de laboratorio representan las características del punto de extracción de la muestra en particular, y extrapolar esas características al depósito completo es una aproximación. La validez de esta aproximación solo se podría cuantificar obteniendo muestras de otros puntos de los depósitos y realizando una comparación más completa del depósito.

Los parámetros Z y α utilizados en la ecuación del FS no están exentos de errores asociados. El valor de los espesores [Z] para ambos sectores de estudio de obtuvieron a partir de mapas de isópacas construidos con métodos distintos. Para el caso del sector Cordón Caulle, las isópacas se construyeron utilizando el modelo de advección-difusión (Amigo *et al.* 2013), teniendo en cuenta un espesor máximo de 2 m del depósito de caída en las proximidades del cráter; mientras que en el caso del sector Volcán Chaitén, las isópacas fueron construidas a partir de una extrapolación numérica de las mediciones de espesor en diferentes puntos en terreno (Alfano *et al.* 2010), y dadas las dificultades logísticas de realizar mediciones en las proximidades del cráter, el mapa contiene información hasta isópaca de 0.2 m, a pesar de existir espesores de hasta 1 m asociados al depósito de caída de la erupción del Volcán Chaitén 2008 (Pierson *et al.*, 2013).

El parámetro α , por su lado, se obtuvo mediante imágenes ASTER para la Región de los Lagos, con pendientes extraídas mediante modelos de elevación digital. La resolución de esta información de 30 x 30 m², por lo que cualquier variación local en las pendientes que sea de una magnitud menor a la resolución del mapa de pendientes utilizado podría quedar fuera del análisis.

En cuanto a los resultados obtenidos a partir del cálculo de los mapas de FS, hay antecedentes de la zona que deben ser tomados en cuenta; el sector del Volcán Chaitén tiene una mayor cantidad de cuencas de drenajes en las zonas aledañas al edificio volcánico, y además tiene en general pendientes más pronunciadas en las proximidades del cráter (figura 5.40). Estos factores contribuyen por si solos una mayor propensión a la generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia, independientemente de las características físicas de los depósitos por evaluar. Dado que el mapa de isópacas utilizado para calcular el FS en el sector Cordón Caulle abarca mucho más área que el mapa de isópacas utilizado para calcular el FS en el sector Volcán Chaitén, que solamente abarca el área proximal del depósito total; es lógico que las zonas cubiertas por $FS \leq 1$ sean más extensas en el sector Cordón Caulle. Es por esto que se opta por comparar las zonas cubiertas en porcentaje, respecto a un área acotada, que en este caso fue dentro de la isópaca 0.2 m para ambos depósitos, dado que para el caso del Cordón Caulle, no existen zonas de peligro de deslizamiento afuera de esta curva.

Si se analiza la figura 5.41 con los mapas de FS de cada sector, se tiene que en el sector Volcán Chaitén, el peligro de deslizamiento comienza a aparecer a partir de la isópaca de 0.1 m, en contraste con el caso del Cordón Caulle donde el peligro aparece dentro de la curva de 0.2 m. El sector Cordón Caulle, por su parte, tiene concentradas las zonas de peligro en una franja de altas pendientes a la altura de $71^{\circ}50'$ O aproximadamente. Por otro lado, el sector Volcán Chaitén tiene distribuidas las zonas de peligro en torno a la isópaca más cercana a la fuente de emanación, que es donde se aprecian las pendientes más altas en el mapa de pendientes (figura 5.40). Lo anterior pareciera indicar que el sector Cordón Caulle requiere mayor espesor del depósito para generar deslizamiento.

Dado que el sector Volcán Chaitén tiene una mayor presencia de cuencas de drenaje en torno a la fuente, en este aparecen muchas más zonas de intersección de estas con zonas de $FS \leq 1$, que son los factores que combinados finalmente van a determinar si existe la susceptibilidad de la generación de un lahar secundario por infiltración de lluvias en un sector particular. Respecto al área cubierta por las zonas de $FS \leq 1$, en la tabla 5.26 se puede observar que, si se hace el conteo de área para las zonas de espesor ≥ 0.2 , el sector Cordón Caulle tiene un mayor porcentaje cubierto (12.35%), lo que representa un 4.8% más de área cubierta respecto al sector Volcán Chaitén (7.55%). Sin embargo, si se considera el espesor dentro de la isópaca 0.2 m de un valor fijo para el caso Cordón Caulle, el porcentaje de área cubierta por el $FS \leq 1$ baja a un 1.12%, que representaría un 6.48% menos de área cubierta que el sector Volcán Chaitén. Dado que los espesores estimados para la zona proximal al cráter son de

hasta 1 m, si se tuviera un mapa de isópacas del sector que contemplara estos espesores para calcular el FS sobre el área en cuestión, el porcentaje de zonas cubiertas aumentaría drásticamente.

En cuanto a la sensibilidad del ángulo de fricción interna [β] a la hora de evaluar cada caso, se tiene que si se calcula el FS para la zona del Cordón Caulle, pero utilizando el mismo β asociado al depósito de caída del Volcán Chaitén (40.2%), el área cubierta por zonas $FS \leq 1$ aumenta en un 110%, mientras que si se hace el mismo procedimiento con el FS del sector Volcán Chaitén (cambiando el β a 51.19%), el área cubierta disminuye a un 62.62% del área original. Esta disminución representa un 27.8% más de variación respecto al 100% que en el caso Cordón Caulle, lo que sugiere que el sector Volcán Chaitén está más controlado por la variación del ángulo de fricción interna. Este hecho puede responder a que las pendientes son más constantes y mejor distribuidas en el sector Volcán Chaitén (figura 5.40).

El sector del Volcán Chaitén presenta más evidencias de episodios de remoción y generación de flujos que el sector Cordón Caulle (figuras 5.38, 5.39); en particular presenta un caso documentado de generación de lahar secundario por infiltración de lluvia en la cuenca del Río Blanco (Chaitén). Según el mapa de susceptibilidad de deslizamiento construido para este sector (figura 5.41), el Factor de Seguridad predice la ocurrencia de este fenómeno, con más de una posible fuente de origen del deslizamiento que provocó el flujo en el curso del Río. Para el caso del flujo generado en el Río Rayas (figura 5.39 (a)), igualmente existe una zona que predice un deslizamiento asociado a la generación de este (figura 5.44 (b)). Para el caso del flujo ocurrido en el cauce del Río Amarillo, no se aprecia una intersección clara con la cuenca de drenaje, que podría suponer un eventual peligro de generación del flujo sobre este curso. Sin embargo, de todas maneras existe un área susceptible de $FS \leq 1$ muy cercana a la cuenca (figura 5.45). Una posible falla del método a la hora de predecir con exactitud la ocurrencia esta remoción está en el modelo de aproximación usado para construir las isópacas (Alfano *et al.* 2010); sobre todo porque los puntos de muestreo en base a los cuales se construyó el mapa se encuentran bastante alejados de la zona en cuestión (figura 2.4). Si se considera una forma distinta para las isópacas centrales, tal como el ejemplo dado en la figura 6.1, sí es apreciable una mayor susceptibilidad de peligro en la zona de la cuenca del Río.

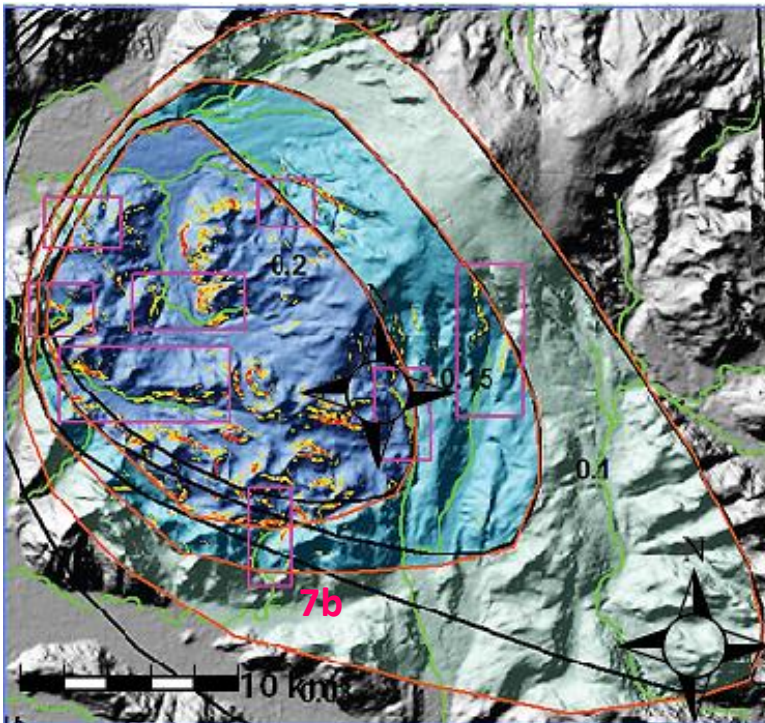
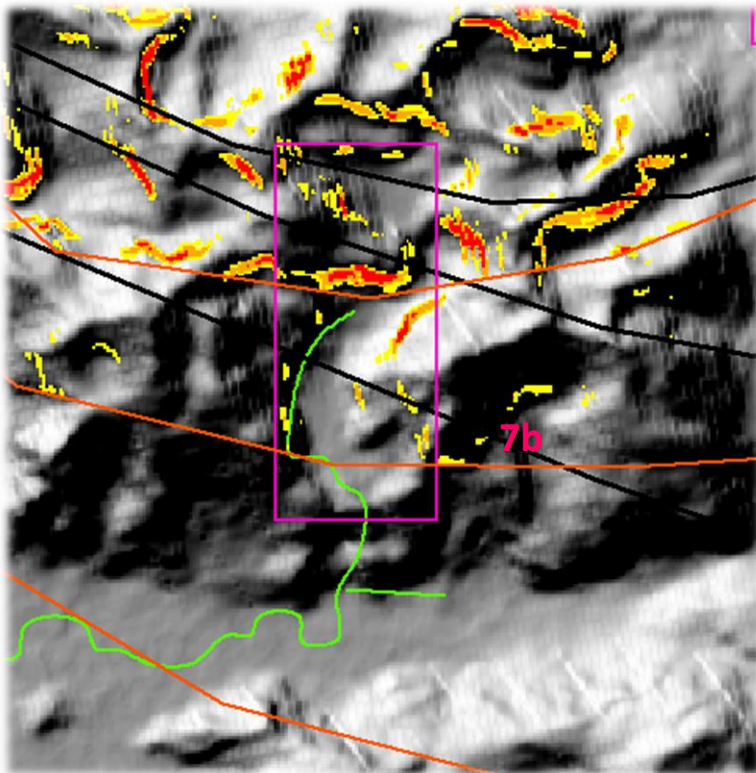


Figura 6.1: (a) alternativa posible propuesta para la forma de las isópacas del sector Volcán Chaitén en color naranja. (b) acercamiento a posible zona de origen de remoción (7b), ahora con los espesores distribuidos de la manera propuesta en la imagen (a).



En el caso del sector Cordón Caulle, las zonas de susceptibilidad de generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia son más reducidas; no necesariamente por una menor cantidad de áreas de $FS \leq 1$, que en la comparación inicial fue mayor en cuanto a área para el caso Cordón Caulle, sino por la distribución de las pendientes y

las cuencas de drenaje. Dado que en el sector Cordón Caulle no hubo generación documentada de lahares secundarios por infiltración de lluvias, las zonas de susceptibilidad resaltadas en los cuadros de las figuras 5.42 y 5.43 no se tradujeron en deslizamientos de magnitud significativa. Además de posibles errores de exactitud por parte de los parámetros utilizados en el modelo, como variaciones en el espesor, o fricción interna del depósito, existen varios motivos por lo que pudiera haber fallado la generación de deslizamientos en estas zonas; por ejemplo, el factor gatillante de lluvias puede no haber sido suficiente (o de suficiente intensidad) en el período post-eruptivo para saturar el depósito. Este efecto, además de evitar la generación de suficiente presión de poros como para disminuir la resistencia del material, también disminuiría el peso específico del depósito, al no contar este con suficiente agua infiltrada para aumentar el contenido de humedad [w] al doble.

En el trabajo de Pierson *et al.* (2013) se describe el fenómeno meteorológico que gatilló el lahar secundario luego de la erupción del 2008 del Volcán Chaitén, donde las lluvias que gatillaron el fenómeno precipitaron alrededor de 20 mm en un rango de 24 horas. La magnitud e intensidad de la caída de lluvias en el sector Cordón Caulle luego de la erupción 2011 no fue registrada de manera detallada por alguna estación meteorológica suficientemente cercana a la fuente de la erupción. Es posible que, de haber ocurrido infiltración por lluvias, esta no haya tenido las características como para saturar el depósito. Otra posibilidad es que el depósito de saturación más lenta que el depósito de caída asociado a la última erupción del Volcán Chaitén. Para abarcar de manera más precisa el tema de la saturación, se propone modelar con la ecuación de Coulomb del Factor de Seguridad que contempla la semi-saturación de los depósitos, como se puede encontrar en Gonzáles de Vallejo *et al.*

Otro factor a considerar a la hora de establecer el alcance de las predicciones del modelo FS con saturación es la permeabilidad de los depósitos; esta no es una característica que haya sido medida directamente en este trabajo, por lo que es difícil establecer una diferencia entre un depósito de caída y otro; sin embargo, la muestra del depósito de caída Paso Cardenal Samoré (Cordón Caulle) mostró una mayor capacidad para infiltrar agua que el depósito de caída El Amarillo (Volcán Chaitén), lo que podría estar relacionado con una mayor permeabilidad. El modelo de Yamakoshi *et al.* (2005) propone que un depósito, al ser más permeable, es menos propenso a generar escorrentía superficial, y por lo tanto menos susceptible a generar un flujo. La permeabilidad y por lo tanto tendencia a generar escorrentía superficial no está contemplada dentro de la ecuación utilizada para calcular el FS de los suelos saturados por infiltración de lluvia, y por lo tanto habría que evaluar este fenómeno como un

complemento a la generación de un mapa de susceptibilidad de deslizamiento según el FS.

Los casos de los depósitos de flujo piroclástico Río Nilahue (Cordón Caulle) y PDC-Blast (Volcán Chaitén) predicen algún grado de susceptibilidad en sus respectivas cuencas de emplazamiento (figuras 5.50, 5.51), que sin embargo no se tradujeron en flujos de tipo lahar para ninguno de los casos. Es difícil evaluar con exactitud la susceptibilidad de estos depósitos haciendo uso del modelo de ladera infinita, dado que el espesor de estos es significativamente superior a los contemplados para los casos de los depósitos de caída, llegando en el caso del depósito Río Nilahue a los 20 m de espesor. Para este tipo de casos, sería más acertado utilizar un modelo de deslizamiento profundo o rotacional.

7. CONCLUSIONES

Los ensayos de corte directo no suelen realizarse para medir los parámetros físicos de muestras de origen piroclástico, sino que comúnmente se utilizan para determinar la resistencia de suelos sometidos a carga, con propósitos ingenieriles. Es por esto que no es fácil encontrar información sobre valores típicos de β y c para este tipo de depósitos en particular. A pesar de tratar con suelos piroclásticos atípicamente poco densos en comparación a suelos comúnmente sometidos a ensayos de corte, los ensayos se realizaron con éxito y arrojaron resultados coherentes con la teoría. En las observaciones que se realizaron a las muestras después de realizar cada uno de los ensayos, ninguna presentó un fracturamiento significativo a simple vista, para todos los valores escogidos de σ . Los errores asociados a este tipo de mediciones, que se relacionan con la metodología, no pueden ignorarse; y se debe tener presente que, al igual que cualquier ensayo de corte directo realizado a una muestra y por las particularidades de estas, los resultados no representan una verdad estadística sino que reflejan las características de un suelo en particular, y para obtener una mejor aproximación de cuáles son los valores típicos de β y c para suelos de tipo piroclástico es necesario obtener datos de una mayor cantidad de ensayos realizados en este tipo de suelos.

La cohesión medida por medio de los ensayos de corte no mostró una correlación particular con respecto a las características físicas y granulométricas evaluadas en las distintas muestras, y arrojó valores dentro del orden de 1000 y 2000 [kg/m²]. Para efecto de evaluar el FS, se optó por un valor promedio de 1300 [kg/m²], a diferencia de los 1000 [kg/m²] usado en los trabajos anteriores de Volentik et al. (2009) y Amigo (2013). La representatividad de este valor queda sujeta a futuros análisis estadísticos enfocados a depósitos piroclásticos.

Los valores de ángulo de fricción interna [β] obtenidos a partir de los ensayos cayeron dentro de un rango aproximado de 40-50°, siendo el valor más bajo medido entre las cuatro muestras piroclásticas el del depósito de caída asociado a la última erupción del Volcán Chaitén (muestra El Amarillo), de 40.2°. En contraste, el depósito de caída asociado a la última erupción del Cordón Caulle (muestra Paso Cardenal Samoré) arrojó el mayor ángulo de fricción interna, con valor $\beta = 51.19^\circ$. Este es un factor de peso a la hora de evaluar el comportamiento de los depósitos en relación a su factor de seguridad; sin embargo no es el único factor que explica la ocurrencia o no de deslizamientos y flujos de las dos zonas. Al igual que en el caso de la cohesión, la representatividad de estos valores, para efectos de buscar un valor promedio

representativo a la hora de estimar los parámetros del FS, queda sujeta a futuros análisis estadísticos enfocados a depósitos piroclásticos.

La relación que existe entre la granulometría, densidad, contenido de humedad y las características físicas y reológicas de un suelo es un fenómeno muy complejo que debe ser estudiado desde varias aristas. Las muestras en general tienen mala selección, por lo que se espera tengan un mayor ángulo de fricción interna $[\beta]$ respecto a los valores típicos de suelos tamaño arena. Esta propiedad, junto con el bajo redondeamiento de las partículas, aumentaría la fricción partícula a partícula. La muestra del depósito de caída de la última erupción del Volcán Chaitén (El Amarillo) es la que tiene una mejor selección, además de un tamaño de grano promedio menor que las otras muestras, lo que es consistente con el menor ángulo de fricción interna $[\beta]$ que presenta. Sin embargo, esta muestra también es la que aparece estar más densamente empaquetada, lo que en teoría provocaría un ángulo de fricción interna mayor. La composición, por otro lado, presenta un porcentaje un tanto mayor de juveniles que el resto de las muestras; dado que estos fragmentos son los que presentan alta angulosidad. Hasta qué punto las características físicas mencionadas determinan el valor del ángulo de fricción interna medido en laboratorio es una tarea muy difícil de determinar en el marco de este estudio.

Los valores obtenidos de peso específico saturado de las muestras fueron, en promedio, de 15×10^3 $[\text{N/m}^3]$, versus el peso específico del agua, de 9.81×10^3 $[\text{N/m}^3]$; valor que no está tan cerca de la estimación $\gamma_s = 2\gamma_w$. Si se conoce el contenido de humedad base de los depósitos antes de la saturación, se propone la relación $w_s = 2w_b$ para futuras caracterizaciones de depósitos piroclásticos. Esta relación es útil para estimar la densidad, y por lo tanto el peso específico de una muestra saturada, que es uno de los parámetros necesarios de estimar dentro de la ecuación para el FS saturado.

Una vez obtenida una estimación de todos los parámetros presentes en la ecuación, los resultados de los mapas de susceptibilidad de deslizamiento no arrojan resultados tan claros respecto a lo esperado, en cuanto que el sector Cordón Caulle no presenta un área total susceptible cubierta menor a la zona del Volcán Chaitén, que es lo que debiera esperarse dado el β mayor, y la no generación de lahares por saturación de lluvia. El motivo principal de este efecto tiene que ver en primer lugar con los mapas de isópacas utilizados para calcular el FS y, en segundo lugar, con las pendientes y cuencas de drenaje de las zonas en cuestión. Los resultados en cuanto a área cubierta por zonas susceptibles asociadas a cada depósito varía según los casos propuestos que buscan homogeneizar el mapa de isópacas. Para futuras referencias, es

estrictamente necesario contar con una estimación de las isópacas que provengan de un método estandarizado a la hora de comparar casos en cuanto a sus zonas de susceptibilidad de deslizamiento en porcentaje de área cubierta.

A pesar de que el mapa de FS predice un área total menor susceptible al deslizamiento por saturación de lluvia, aun así existe una mayor cantidad de zonas susceptibles a la generación de flujos, dado que la condición necesaria para estos no solo requiere de un $FS \leq 1$ del depósito, sino también la existencia de canales a través de los cuales los flujos pueden acrecionar y convertirse en lahares secundarios. Dado que el sector del Volcán Chaitén tiene una mayor cantidad de cuecas de drenajes en la zona proximal a las fuentes de emanación, y pendientes más pronunciadas en las proximidades del cráter. La permeabilidad y por lo tanto tendencia a generar escorrentía superficial no está contemplada dentro de la ecuación utilizada para calcular el FS de los suelos saturados por infiltración de lluvia, y por lo tanto habría que evaluar este fenómeno como un complemento a la generación de un mapa de susceptibilidad de deslizamiento según el FS.

Tomando en cuenta los resultados de este estudio, y también las limitaciones referidas principalmente a la estimación del espesor (según el método de construcción de mapas de isópacas) la obtención de parámetros físicos como β , c e γ_s y su representatividad respecto al depósito en su total, así como de factores que no están contemplados en la ecuación, tales como la permeabilidad y capacidad de infiltración, y la presencia de vegetación e intensidad de las lluvias en las zonas de estudio; se debe ser cauteloso a la hora de evaluar la utilidad de la herramienta en cuanto a crisis volcánicas. La utilidad de la herramienta en caso de un episodio volcánico incipiente se restringe a delimitar áreas de susceptibilidad de generación de lahares secundarios por infiltración de lluvia, en caso de generarse el factor gatillante que sería una intensidad determinada de precipitaciones en el sector, suficientes para producir la saturación parcial o total del depósito. El modelo no predice la ocurrencia o no ocurrencia del fenómeno de lahares secundarios, ya que esto va a depender de algunos factores que van más allá del alcance de la ecuación, sino que solamente aporta con una delimitación de áreas para las cuales se debe tener un especial cuidado a la hora de generar un mapa de peligro. Dado que realizar mediciones directas de los parámetros físicos de un depósito ante una crisis volcánica incipiente es poco viable, por un asunto de tiempo y accesibilidad, así como de la imposibilidad de medir el espesor real de un depósito cuando el proceso de depositación de material piroclástico aún está en curso, es factible utilizar el modelo como herramienta ante una contingencia volcánica solamente con valores estimados de los parámetros de la ecuación. El cálculo de estos parámetros en el marco de este estudio permite acercarse a un promedio de los valores

más típicos para depósitos piroclásticos, ya que típicamente no se conducen mediciones geotécnicas en este tipo de suelos. Los parámetros obtenidos de los ensayos de corte directo, en particular el ángulo de fricción interna, varía respecto a los valores promedios de un suelo común tamaño arena. Dado que en apariencia los depósitos de origen piroclástico tienen un ángulo de fricción interna más elevado, se propone realizar más ensayos de corte directo para este tipo de suelos, para así extraer aproximaciones del ángulo de fricción interna promedio de un depósito piroclástico estadísticamente más significativas.

8. BIBLIOGRAFÍA

Alfano F, Bonadonna C, Volentik ACM, Connor CB, Watt SFL, Pyle DM, Connor LJ (2011) Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. Bull Volcano 73:613–630

Amigo A. (2013). Estimation of tephra-fall and lahar hazards at Hudson Volcano, southern Chile: Insights from numerical models. The Geological Society of America, spe 498-11: p.177-199

Amigo, A.; Bertin, D.; Orozco, G.; Silva, C.; Lara, L., (sin publicar). Pronósticos de dispersión piroclástica y dep. de caída Erupción del Cordón Caulle, junio 2011. Santiago, Programa de Riesgo Volcánico SERNAGEOMIN: 18 p.

Campos, A, Moreno, H., Muños, J., Antinao, J. L., Clayton, K., Martin, M. (1993) Área Futrono-Lago Ranco, región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No.8, escala 1:1000000. Santiago.

Daag, M. S. (2003). Modelling the erosion of pyroclastic flow deposits and the occurrences of lahars in Mt Pinatubo, Philippines. Unpublished PhD thesis, ITC Dissertation number 104. Utrecht: University of Utrecht. 238 p.

Folk, R.L., Ward, W.C., (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology. 27: 3–26.

González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., (2004). Ingeniería Geológica. Madrid, PRENTICE HALL: p. 744

Iverson, R., M., (1997). The Physics of Debris Flows. Reviews of Geophysics. 35: p. 245–296

Iverson, R. M., (2000). Landslide triggering by rain infiltration. WATER RESOURCES RESEARCH. 36 (7): p. 1897–1910

Lara, L.E., Moreno, R. Amigo, A., Hoblitt, R P., Pierson, T C., (2013). Late Holocene history of Chaitén Volcano: New evidence for a 17th century eruption. Andean Geology 40 (2): p.249-261.

Lara, L.E., Moreno, H., Naranjo, J.A., Mathews, S., Pérez de Arce., (2006). Magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (40°S), Southern Andean Volcanic Zone: from shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research 157: p. 343-344.

Le Roux, J.P., (sin publicar). SEDIMENTOLOGY. Universidad de Chile, Departamento de Geología: p. 101

Lockwood, J.P., Hazlett, R.W., (2010). VOLCANOES Global Perspectives. Oxford, UK. Wiley-Blackwell: p.539

Lambe, T.W., Whitman, R. V., (1969). Soil Mechanics. New York. John Wiley & Sons: p. 553

Levi, B., Aguilar, A., Fuenzalida, R., (1966). Reconocimiento Geológico en las Provincias de Llanquihue y Chiloé. Stgo., Instituto de Investigación Geológica Bol N°19: p.45

Major, J., Lara, L.E., (2013). Overview of Chaitén Volcano, Chile, and it's 2008-2009 eruption. Andean Geology 40 (2): p. 196-215.

Major, J., Pierson, T.C., Hoblitt, R.P., Moreno, H., (2013). Pyroclastic density currents associated with the 2008-2009 eruption of Chaitén Volcano (Chile): Forest disturbances, deposits, and dynamics. Andean Geology 40 (2): p. 324-358

Muñoz, J., (1993) Área Futrono-Lago Ranco, región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No.8, escala 1:1000000. Santiago.

Nichols, G., (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*, 2da ed. Wiley-Blackwell: p. 419.

Orozco, G., Lara, L. E., Amigo, A., Silva, C., Bertin, D., (sin publicar). Evaluación de peligros volcánicos durante períodos de crisis Ejemplo de la erupción del Cordón Caulle 2011-2012. Santiago, Programa de Riesgo Volcánico SERNAGEOMIN: 30 p.

Parejas, S., Lara, L.E.; Bertin, D.; Amigo, A.; Orozco, G., (sin publicar). The 2011-2012 eruption of Cordón Caulle volcano (Southern Andes): Evolution, crisis management and current hazards. Santiago, Programa de Riesgo Volcánico SERNAGEOMIN: 16 p.

Pierson, T. C., Major, J. J., Amigo, A., Moreno, H., (2013). Acute sedimentation response to rainfall following the explosive phase of the 2008–2009 eruption of Chaitén volcano, Chile. Bull Volcanol 75: p.723

Schmincke, H., (2004). *Volcanism*. New York, Springer: p. 324

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión1.0, 2003). Santiago.

Vallance, J., (2000). Lahars. En: *Encyclopedia of Volcanoes*. Editor en jefe: Haraldur. Sigurdsson, Academic Press: 1417 p.

Volentik, A.C.M., Connor, C.B., Connor, L.J., and Bonadonna, C., (2009). Aspects of volcanic hazard assessment for the Bataan nuclear power plant, Luzon Peninsula, Philippines. En: Connor, C.B., Chapman, N.A., and Connor, L.J., eds., *Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities*: Cambridge, UK, Cambridge University Press: p. 229–256.

Yamakoshi T, Suwa H (2000) .Post-eruption characteristics of surface runoff and sediment discharge on the slopes of pyroclastic-flow deposits, Mount Unzen, Japan. Trans Jap Geomorph Union 21:469–497

Anexo 1: Tablas de Descripción de Componentes

Río Nilahue					
Tamaño [mm]	composición		esfericidad	redondeamiento	observaciones
	juveniles	líticos			
<0.063	90% Pómez blancas	10% Obsidianas	-	-	Muy pequeño para observar redondeamiento y esfericidad
0.063	60% Pómez blancas aciculares y grises	40% Obsidianas con cristales blancos	Muy baja 0.3	Muy angulosos	Se observan esquirlas de vidrio
0.125	80%	20%	Muy baja 0.3	Muy angulosos	Se observan esquirlas de vidrio
0.25	60%	40%	Muy baja 0.3	Muy angulosos	Se observan esquirlas de vidrio
0.5	80% Pómez blancas y grises aciculares	20% Obsidianas con cristales blancos	Baja 0.5	Muy anguloso	Algunos juveniles color caramelo Cristales bancos dentro de obsidianas
1	80% Pómez blancas	20% Obsidianas con cristales, vesiculadas	Baja 0.5	Anguloso	-
2	60% Pómez blancas	40% Obsidianas con cristales, vesiculadas	Media alta 0.7	Subredondeado	-
4	80% Pómez blancas y grises	20% Obsidianas con cristales, vesiculadas	Media-Alta 0.7	Subanguloso	Algunas obsidianas aparecen sumamente vesiculadas
7.93	90% Pómez blanca	10% Lavas andesíticas, Obsidianas	Baja 0.5	Subanguloso	Algunas obsidianas aparecen sumamente

		vesiculadas			vesiculadas (de aspecto similar a una escoria)
15.9	70% Pómez blanca	30% Obsidiana vesiculadas	Baja 0.5	Subredondeadas	-

Paso Cardenal Samoré					
Tamaño [mm]	composición		esfericidad	redondeamiento	observaciones
	juveniles	líticos			
<0.063	100% esquirlas de vidrio	-	-	-	Muy pequeño para observar redondeamiento y esfericidad
0.063	>95% esquirlas de vidrio	<5% Obsidiana	Baja 0.3	Anguloso	-
0.125	90% esquirlas de vidrio, pómez blanca	10% Obsidiana	Baja 0.3	Muy anguloso	-
0.25	90% Pómez blanca	10% Obsidiana	Baja 0.3	Muy anguloso	-
0.5	>95% Pómez blanca	<5% Obsidiana	Media baja 0.5	anguloso	-
1	>95% Pómez blanca	<5% Obsidiana	Media alta 0.7	Subanguloso	-
2	>95% Pómez blanca	<5% Obsidiana	Media baja 0.5	Muy angulosos	-
4	>95% Pómez blanca	<5% Obsidiana vesiculada	Media alta 0.7	Subanguloso	-
7.93	100% Pómez blanca	-	Media alta 0.7	Subanguloso	-
15.9	100% Pómez blanca	-	Media alta 0.7	Subanguloso	-

El Amarillo					
Tamaño [mm]	composición		esfericidad	redondeamiento	observaciones
	juveniles	líticos			
<0,063	~100% esquirlas de vidrio	<1% Obsidiana	-	-	Muy pequeño para observar redondeamiento y esfericidad
0,063	90% esquirlas de vidrio	10% Obsidiana	Media baja 0.5	Angulosos	-
0,125	90% Pómez blanca, esquirlas de vidrio	10% Obsidiana Riolitas	Media baja 0.5	Angulosos	-
0,25	95% Pómez blanca, esquirlas de vidrio	5% Obsidiana vesiculadas riolita	Media baja 0.5	Angulosos	Trazas de biotita
0,5	~100% Pómez blanca, esquirlas de vidrio	<1% Obsidiana vesiculadas Trazas de riolita	Media baja 0.5	Angulosos	Trazas de biotita
1	~100% Pómez blanca Algunas esquirlas de vidrio	<1% Obsidiana vesiculadas Trazas de riolita	Media baja 0.5	Angulosos	Trazas de materia orgánica (corteza, hojas)
2	~100% Pómez blanca	<1% Obsidiana vesiculadas Trazas de riolita	Media baja 0.5	Subredondeadas	Trazas de materia orgánica (corteza, hojas)
4	>95% Pómez blanca	<5% Obsidiana vesiculada	Baja 0.3	Angulosos	1 solo fragmento oscuro (obsidiana)
7,93	100% Pómez blanca	-	Baja 0.3	Subredondeado	1 solo fragmento

PDC-Blast					
Tamaño [mm]	composición		esfericidad	redondeamiento	observaciones
	juveniles	líticos			
<0,063	~100% esquirlas de vidrio	<1% Obsidiana	-	-	Muy pequeño para observar redondeamiento y esfericidad
0,063	~100% esquirlas de vidrio	<1% Riolita obsidiana	Baja 0.3	Anguloso	Trazas de biotita
0,125	95% esquirlas de vidrio	5% Riolita obsidiana	Media Baja 0.5	Anguloso	Algunos fragmentos orgánicos
0,25	80% esquirlas de vidrio, Pómez blanca	20% Riolita obsidiana	Media Baja 0.5	Anguloso	Los líticos son mayoritariamente e riolita
0,5	30% esquirlas de vidrio, Pómez blanca	70% Riolita obsidiana	Media Baja 0.5	Anguloso	Los líticos son mayoritariamente e riolita
1	10% Pómez blanca, esquirlas de vidrio	90% Riolita Obsidiana	Media Baja 0.5	Subanguloso	Los líticos son mayoritariamente e riolita
2	<1% Pómez blanca	~100% Riolita Obsidiana (trazas)	Baja 0.3	Subanguloso	Los líticos son mayoritariamente e riolita
4	10% Pómez blanca	90% Riolita Obsidiana	Media Baja 0.5	Anguloso	La pómez muestra biotitas pequeñas Los líticos son mayoritariamente e riolita
7,93	60% Pómez blanca	40% Riolita Obsidiana	Media Baja 0.5	Anguloso	Los líticos son mayoritariamente e riolita
15,9	10% Pómez blanca	90% Riolita Obsidiana (trazas)	Media Baja 0.5	Anguloso	-
31,5	1 Pómez	2 Riolitas	Baja 0.3	Muy angulosos	Solo 3 clastos