

GEOMORFOLOGÍA Y PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA DEL
PARQUE TAGUA TAGUA, COMUNA DE COCHAMÓ, REGIÓN DE LOS
LAGOS, CHILE

Memoria entregada a la Universidad Mayor en
cumplimiento de los requisitos para optar al Título de Geólogo

MATÍAS FELIPE ZEPEDA SURIJANOVIC

Profesor Guía:

FELIPE UGALDE PERALTA

Profesor Co-Guía

RAÚL UGALDE PERALTA

Miembro de la Comisión Evaluadora de Examen:

MARIAJOSÉ HERRERA OSSANDÓN

SANTIAGO - CHILE

SEPTIEMBRE, 2020

Resumen

El parque Tagua Tagua es un Área Protegida Privada (APP) de 3.000 hectáreas, ubicado 135 kilómetros al sureste de la ciudad de Puerto Varas, inserto en la Cordillera Principal. Este sector corresponde a un paisaje característico de la porción más septentrional de la Patagonia Chilena, emplazado en un ambiente de fiordos y desarrollado producto de procesos tanto tectónicos como glaciales que predominaron durante el Pleistoceno.

El parque se ubica sobre rocas que corresponden a tonalitas de hornblenda. Las características geográficas del parque son dos valles glaciofluviales, dos lagos, Alerce y Quetrus, pendientes que promedian los 30°, donde las mayores pendientes se encuentran cercanas a 90° y las más bajas en el fondo del valle con menos de 10°. Sus principales morfologías responden a etapas de erosión y depositación fluvial, glacial y de fenómenos gravitacionales.

Se identificaron y caracterizaron las morfologías resultantes de procesos glaciales, fenómenos de remoción en masa y depósitos fluviales dentro de la zona de estudio a escala 1:5.000. Además, se estudió la susceptibilidad y peligro para los fenómenos de remoción en masa. Para las geoformas de origen glacial se caracterizaron circos, estrías, cubetas de sobreexcavación, *roche mountonéé*, entre otros. En cuanto a los procesos de remoción en masa, se caracterizaron según correspondían a deslizamientos planos, caída de rocas y flujos de detritos. Las zonas de mayor peligro se centran en las zonas escarpadas cercanas a los lagos e infraestructura. En el caso de los flujos de detritos y caída de rocas, estos constituyen los peligros más recurrentes en el Parque Tagua Tagua y se encuentran asociados a las cercanías de los lagos y refugios del recinto.

La geomorfología ha sido modelada durante los diversos estadios glaciales del Cuaternario, favorecida por fallas preexistentes, las cuales como consecuencia de su actividad dieron origen a los valles donde se encuentra inmerso el parque. Los procesos gravitacionales ocurrieron una vez que se comenzaron a retirar las masas de hielo, hace unos 13.500 años, producto de un cambio del régimen de esfuerzos. Se espera que a futuro las precipitaciones se restrinjan a cortos períodos de tiempo seguido de largas estaciones secas. La isoterma 0°C se espera que se siga elevando para el período 2030-2060, por lo que se expondrán nuevas zonas a la erosión pluvial donde antes nevaba por lo que podría aumentar la recurrencia de nuevos fenómenos de remoción en masa en casos intensos de precipitación.

Abstract

The Tagua Tagua Park is a private protected area (PPA) of 3.000 hectares, located 135 kilometers southeast of the city of Puerto Varas, positioned in the main mountain range. This sector corresponds to a characteristic landscape of the northern part of the Chilean Patagonia, located in a fiord environment and originated because of tectonic and glacial processes that took place during the Pleistocene.

The park is located over hornblende tonalite rocks. The geographic characteristics of the park are two glaciofluvial valleys, two lakes, Alerce and Quetrus, slopes that have a 30° average, where the highest slopes are near 90° and the lowest, in the bottom of the valley, less than 10°. The main morphology is related to fluvial, glacial deposits, erosion periods and gravitational phenomena.

The resulting morphology of glacial processes was identified and characterized, landslide phenomena y fluvial deposits within the studied area at a scale of 1:5.000. Furthermore, the landslides hazards and susceptibility were studied. For the landforms of glacial origin, five were characterized, cirque, striae, tarn, *roche moutonnée*, among others. Regarding landslides, they were characterized accordingly, translational slide, rockfall, and debris flow. The higher risk areas are centered in the steep sectors near lakes and infrastructure. Debris flow and rockfall are the most recurring hazards in Tagua Tagua Park and are associated to be near lakes and shelters of the precinct.

The Geomorphology has been modeled during several glacial stadials of the quaternary, favored by preexisting faults, which as consequence of its activity, gives rise to valleys, where the park is situated. The gravitational processes occurred once the ice mass begin to retreat, about 13.500 years ago, because of a change in the stress regime. For the future, it's expected that the precipitations will be restricted to short periods of time, followed by long dry seasons. Isotherm 0°C it's expected to have a continuous rise for the 2030-2060 period, so new areas will be exposed to pluvial erosion in places where it used to snow, so the recurrence of new phenomena of landslides could increase in cases with intense precipitation.

Agradecimientos

Primeramente, quisiera agradecer a la Escuela de Geología de la Universidad Mayor por la oportunidad de desarrollar nuevos conocimientos en el sur del país a través del presente desarrollo de investigación. También a los profesores y ayudantes que han estado a lo largo de mi carrera que contribuyeron en la formación del profesional que hoy me convierto.

También sumar a esta muestra de gratitud al *Lodge Mítico Puelo* que administra el parque y a sus colaboradores, por facilitar el acceso tanto fuera como dentro del sector y por permitirnos ingresar a lugares que no están autorizados los turistas.

Agradezco especialmente a mis profesores Felipe y Raúl por los buenos momentos en terreno y por su gran disposición, voluntad y buena onda por atender y resolver mis dudas, instancia que me ayudó mucho a destrabar el presente trabajo. También a Tania y la Jose quiénes me brindaron mucha ayuda y con su tiempo muy buena onda al desarrollo de esta memoria.

A mis compañeros de carrera, a quienes he tenido el privilegio de conocer, disfrutar y compartir tantos momentos de rabias y alegrías. A mis compañeros y amigos de campo quienes que con sus diferentes habilidades logramos sacar los trabajos adelante sin dejar de mencionar las maratónicas jornadas que nos pegamos. Sin duda fue la etapa universitaria que más aprecio y marcaron ya que me crucé con personas increíbles en este camino.

A mis compañeros y amigos que he compartido durante este largo proceso universitario. A los amigos de la vida, todos han aportado su granito de arena para lograr este objetivo.

Especial mención merece Emilia, mi gran compañera de todos estos años, gracias por llenarme de motivación y cariño en los momentos más complejos. Indudablemente dejás una huella muy importante en esta etapa y en mi vida.

Finalmente dar las gracias a mi familia, mi mamá, mis hermanas y Rodrigo, por apoyarme incondicionalmente a cumplir este sueño. Ha sido un extenso camino, pero siempre han estado ahí, dando todo su esfuerzo para brindarme todo lo que necesito.

Tabla de Contenidos

Resumen	i
Abstract.....	ii
Agradecimientos.....	iii
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Presentación.....	1
1.2. Formulación del estudio propuesto.....	2
1.3. Ubicación y vías de acceso	6
1.4. Hipótesis	8
1.5. Objetivos.....	8
1.5.1. Objetivo General.....	8
1.5.2. Objetivos Específicos.....	9
1.6. Metodologías.....	9
1.6.1. Recopilación de información bibliográfica	9
1.6.2. Recopilación de capas ráster.....	9
1.6.3. Campaña de terreno.....	10
1.6.4. Etapa de gabinete.....	11
1.6.5. Evaluación de susceptibilidad de remociones en masa	11
1.6.6. Evaluación de peligro de remociones en masa.....	11
1.6.7. Formulación de infografía	12

2.	MARCO TEÓRICO	13
2.1.	Geomorfología	13
2.2.	Procesos de remoción en masa	15
2.2.1.	Tipos de Procesos de Remoción en Masa	18
2.2.2.	Factores Condicionantes	24
2.2.3.	Factores Desencadenantes o Gatillantes	26
2.3.	Términos involucrados en peligro de remociones en masa	28
3.	ANTECEDENTES	30
3.1.	Marco morfoestructural	30
3.2.	Geología	31
3.3.	Volcanes	33
3.4.	Clima	35
3.4.1.	Glaciaciones	36
3.5.	Geomorfología	38
3.6.	Marco geológico local	39
3.6.1.	Geología	39
3.6.2.	Hidrología	43
3.6.3.	Vegetación	43
3.6.4.	Remociones en Masa	44
3.6.5.	Sismos	45

4.	RESULTADOS	48
4.1.	Generalidades.....	49
4.1.1.	Morfologías de erosión glacial	50
4.1.2.	Formas de depositación fluvial.....	58
4.1.3.	Fallas y lineamientos	59
4.2.	Depósitos de remoción en masa.....	62
4.2.1.	Caída de rocas.....	62
4.2.2.	Deslizamientos.....	68
4.2.3.	Deslizamientos en cuña	69
4.2.4.	Flujo de detritos	69
4.3.	Mapa Geomorfológico.....	73
4.4.	Análisis temporal de imágenes satelitales.....	75
4.5.	Análisis de transporte de sedimentos	78
4.5.1.	Resultados estadísticos	80
4.6.	Peligro de remociones en masa.....	82
4.6.1.	Consideraciones.....	82
4.6.2.	Evaluación de la susceptibilidad.....	82
4.6.3.	Evaluación de peligro	90
5.	DISCUSIONES	96
5.1.	Generalidades.....	96

5.2.	Evolución Geomorfológica.....	96
5.3.	Fuentes de remoción en masa	102
5.4.	Agentes desencadenantes.....	103
5.5.	Susceptibilidad y peligro de remociones en masa	104
5.6.	Cambio Climático	105
6.	CONCLUSIONES.....	107
7.	RECOMENDACIONES	108
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110
9.	ANEXOS.....	116

Índice de Figuras

Figura 1.1. Esquema general de los flujos del Volcán Yate.	4
Figura 1.2. Laderas afectadas por procesos de remoción en masa producto del sismo 6,2 Mw en el fiordo de Aysén.	5
Figura 1.3. Ubicación de la zona de estudio.	7
Figura 1.4. Vías de acceso al parque Tagua Tagua.	8
Figura 2.1. Esquemmatización para caída de rocas.	18
Figura 2.2. Esquemmatización de volcamiento.	19
Figura 2.3. Esquemmatización de deslizamiento traslacional.	20
Figura 2.4. Esquemmatización de deslizamiento rotacional.	21
Figura 2.5. Esquemmatización de flujos.	22
Figura 2.6. Esquemmatización de extensión lateral.	24
Figura 3.1. Principales rasgos morfoestructurales.	30
Figura 3.2. Distribución de rocas en la región de estudio.	32
Figura 3.3. Contexto estructural y volcánico de la zona de estudio.	33
Figura 3.4. Análisis de precipitaciones, cobertura nival y altura de isoterma 0°C.	36
Figura 3.5. Rasgos asociados a la morfología glacial.	39
Figura 3.6. Exposición de las rocas que se encuentran cercanas al Parque Tagua Tagua.	42
Figura 3.7. Distribución de remoción en masa identificadas e inventariadas.	45
Figura 3.8. Categorización de zona sísmica de acuerdo con NCh 433 con el área de estudio.	46
Figura 3.9. Ubicación de sismos asociados a la ZFLO.	47
Figura 4.1. Puntos de observación y cartografiado de geomorfología y remociones en masa.	48
Figura 4.2. Circo glacial del valle Quetrus.	50

Figura 4.3. Estrías glaciales en sector Lago Quetrus.....	51
Figura 4.4. Estrías glaciales sector 4 Puentes.....	52
Figura 4.5. Arista o col sector Mallín.....	52
Figura 4.6. Nichos de nivazón.....	53
Figura 4.7. Verrou glaciaire en sector Valle Norte.....	54
Figura 4.8. Roche mountoneé sector Lago Alerce.....	55
Figura 4.9. Perfiles realizados en roca interpretada como Roche Mountoneé.....	55
Figura 4.10. Perfil transversal de artesa glacial.....	56
Figura 4.11. Ubicación de artesa glacial.....	57
Figura 4.12. Escarpes sector Mallín.....	57
Figura 4.13. Perfil transversal escarpes sector Mallín.....	58
Figura 4.14. Depósitos fluviales en las orillas del Lago Quetrus.....	59
Figura 4.15. Fallas y lineamientos estructurales fotointerpretados en el área del Parque Tagua Tagua.....	60
Figura 4.16. Ploteo de planos de fracturas.....	60
Figura 4.17. Lineamientos estructurales en Valle Norte.....	61
Figura 4.18. Sector Mallín, se aprecian rocas intensamente fracturadas.....	62
Figura 4.19. Depósitos de caída de rocas en cascada La Flaca.....	63
Figura 4.20. Disposición de las fracturas en el sector Cascada La Flaca.....	64
Figura 4.21. Depósitos de bloques de rocas de cerca de 2m de alto con desarrollo de alerces sobre estos.....	65
Figura 4.22. Depósito de caída de rocas generando morfología de cono de deyección, que cae por niveles aterrazados.....	66

Figura 4.23. Bloque de tonalita de hornblenda de 26m de largo en su eje mayor en sector Lago Quetrus.....	66
Figura 4.24. Bloques de tonalita de hornblenda de cerca de 13 m en su eje mayor sobre Lago Quetrus.....	67
Figura 4.25. Bloque de tonalita de hornblenda de cerca de 5 m de largo sobre mallín.....	67
Figura 4.26. Depósito de deslizamientos planos en sector al fondo del Valle Quetrus.....	68
Figura 4.27. Cuñas expuestas en sector Valle Norte.....	69
Figura 4.28. Depósitos de flujo de detritos sector Banquito.....	70
Figura 4.29. Sector Banquito. Perfil de flujo de detritos incidido por flujos actuales.....	70
Figura 4.30. Diferencia temporal de las remociones activas.....	71
Figura 4.31. Sector Lago Quetrus. Depósitos de flujo de detritos confinados.....	72
Figura 4.32. Perfil transversal de flujos de detritos en Valle Norte, sector mirador.....	72
Figura 4.33. Depósito de remociones compuestas en Valle Norte, sector mirador.....	73
Figura 4.34. Mapa geomorfológico escala 1:10.000.....	74
Figura 4.35. Flujos de detritos activados en el sector Mallín del Valle Quetrus.....	76
Figura 4.36. Ubicación de estaciones meteorológicas Punta Huano y Entre Lagos.....	77
Figura 4.37. Representación de precipitación anual entre 1984 y 2017.....	77
Figura 4.38. Representación gráfica de precipitación máxima diaria entre 1984 y 2017.....	78
Figura 4.39. Ubicación de las tomas de muestras de sedimentos.....	79
Figura 4.40. Curvas de acumulación granulométrica para muestras analizadas.....	80
Figura 4.41. Curvas de distribución granulométrica.....	81
Figura 4.42. Simplificación de la exposición de las laderas del Parque Tagua Tagua.....	83
Figura 4.43. Mapa de pendientes del parque Tagua Tagua.....	84
Figura 4.44. Definición de unidades geomorfológicas en el parque Tagua Tagua.....	85

Figura 4.45. Mapa de Índice de Susceptibilidad para deslizamientos de roca en el área de estudio.	87
Figura 4.46. Mapa de Índice de Susceptibilidad para caída de roca en el área de estudio.	88
Figura 4.47. Mapa de Índice de Susceptibilidad para flujos de detritos en la zona de estudio.	90
Figura 4.48. Peligros para deslizamientos planos de roca en el Parque Tagua Tagua.....	92
Figura 4.49. Ubicación de las fallas Norte y Quetrus y perfil que muestra el desnivel topográfico que existe entre los dos lagos.	93
Figura 4.50. Peligro de caída de rocas en el Parque Tagua Tagua.	94
Figura 4.51. Peligro de flujo de detritos para el Parque Tagua Tagua.	95
Figura 5.1. Acumulación nival en circos glaciales en la zona de estudio y cuencas adyacentes. .	97
Figura 5.2. Esquema de formación de roche mountoneé en el Parque Tagua Tagua.....	98
Figura 5.3. Fotografía del Parque Tagua Tagua y alrededores.....	100
Figura 9.1. Prototipo de tríptico informativo del Parque Tagua Tagua.....	131

Índice de Tablas

Tabla 1.1. Cuadro resumen de la recopilación de imágenes satelitales, aérea y modelo de elevación digital.....	10
Tabla 2.1. Clasificación de remociones en masa en función de su velocidad de movimiento.....	15
Tabla 2.2. Clasificación de tipos de remociones en masa según Varnes (1978).....	16
Tabla 2.3. Clasificación de remociones en masa basado en Varnes (1978).....	17
Tabla 2.4. Clasificación de flujos en función del tamaño de fragmentos.....	22
Tabla 2.5. Fenómenos de remoción en masa desencadenados por sismos.....	27
Tabla 3.1. Datos sísmicos relacionados a la actividad de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui.	47
Tabla 4.1. Datos estructurales tomados en las fracturas de la cascada La Flaca.....	63
Tabla 4.2. Ubicación de muestras extraídas para análisis granulométrico.	79
Tabla 4.3. Ponderación máxima para factores condicionantes, caso deslizamientos de roca.	86
Tabla 4.4. Ponderación máxima para factores condicionantes, caso caída de roca.	88
Tabla 4.5. Ponderación máxima para factores condicionantes, caso de flujos.....	89
Tabla 9.1. Asignación de puntajes para susceptibilidad por flujos.	116
Tabla 9.2. Asignación de puntajes para susceptibilidad por deslizamientos.....	120
Tabla 9.3. Asignación de puntajes para susceptibilidad por caídas.....	125

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación

Chile es un país tectónicamente activo, en el cual la formación de la Cordillera de los Andes conforma importantes elevaciones topográficas que posteriormente son reguladas o denudadas por distintos procesos geológicos o hidrometeorológicos (Viel *et al.*, 2015).

Uno de los fenómenos más comunes de denudación o erosión de la topografía son los procesos de remoción en masa (PRM), los cuales se definen como “*movimientos rápidos o lentos de masas de roca, suelo o ambos, de carácter gravitacional*” (Cruden, 1991; Hauser, 1993; Cruden y Varnes, 1996; Hungr *et al.*, 2013), y se clasifican en: caídas; flujos; deslizamientos; propagación lateral; volcamientos y reptación. Todos estos movimientos se desplazan desde zonas de mayor a otras de menor altura. La ocurrencia de estos fenómenos se encuentra condicionada por factores como la litología, geomorfología, estructuras, hidrología, hidrogeología, vegetación y clima, y entre sus factores desencadenantes se incluyen fenómenos sísmicos, hidrometeorológicos y volcánicos, que son los más comunes (Sepúlveda *et al.*, 2011). Producto del carácter descendente de los procesos de remoción en masa es que ocurren normalmente como movimientos altamente energéticos y erosivos, lo cual, en conjunto con los depósitos, permiten generar variaciones morfológicas a diversas escalas en el área de afectación junto con los potenciales daños a la población e infraestructura que estos podrían ocasionar.

En los últimos años se ha generado un crecimiento relevante en torno a la actividad turística de montaña como fuente de desarrollo económico para el ámbito local y regional (Rivas, 2018), esto impulsado principalmente por la implementación de las más diversas políticas y programas que tienen por objetivo fortalecer el turismo nacional. Sin embargo, los destinos turísticos de montaña y asociados a la naturaleza se encuentran fuertemente expuestos a diversos peligros de origen geológico o climático, entre los que destacan los fenómenos de remoción en masa.

Es debido a lo anterior que para llevar a cabo una actividad turística en un entorno de montaña y que esta sea sostenible en el tiempo, es necesario que se tomen medidas eficaces con relación a los riesgos asociados de estos tipos de procesos. Toda vez que se promueva una actividad turística en ambientes de montaña, parece prudente tener en consideración, por una parte, el efecto de dicha

actividad sobre el medio ambiente, pues existe un desajuste entre la dinámica natural y el grupo humano (Vera, 2003) y, por otra parte, los peligros geológicos que puedan darse en una zona en particular, más aún, en un escenario de cambio climático. Para ello es necesario que se promuevan medidas de prevención, mitigación, preparación de los visitantes y planes de acción ante emergencias. Sin desmedro de lo anterior, es indispensable tener en cuenta que los riesgos en actividad de montaña nunca serán controlados en totalidad (Rebolledo y Fica, 2010).

En síntesis, los riesgos se deben a la interacción de aspectos sociales con el uso de la tierra vinculados con el desarrollo humano en sus diversos aspectos. Por lo tanto, la construcción de estructuras e incluso el paso de personas por un lugar que tiene peligro conlleva a la exposición y vulnerabilidad de estas, constituyendo así, un riesgo de ser afectados por fenómenos naturales (Soto *et al.*, 2017). Una de las formas de reducir el riesgo consiste en disminuir la vulnerabilidad de la población, situación que resulta posible siempre y cuando se aplican medidas estructurales, tales como obras de ingeniería destinadas a mitigar o prevenir el daño ante un eventual fenómeno, o medidas no estructurales basadas en la entrega de información y educación necesaria a la comunidad expuesta.

El presente documento se basa en el estudio de la geomorfología y de los fenómenos de remoción en masa, especialmente el peligro de estos últimos. La relevancia del trabajo consiste en generar zonificación ante la ocurrencia de procesos gravitacionales en el contexto de que se trata de un parque donde circulan turistas y, además de fomentar el entendimiento de la evolución paisajística del sector.

1.2. Formulación del estudio propuesto

El paisaje de la zona de estudio, ubicada en el segmento norte de la Patagonia Chilena, se encuentra modelado por morfologías glaciales, donde destacan profundos valles en “U” con laderas que poseen pendientes superiores a 30° en su mayoría. Uno de los aspectos más distintivos de la geología del sector es la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO), que corresponde a un sistema de fallas activo de 1.200 km de extensión aproximadamente (*e.g.* Cembrano *et al.*, 2000; Stern, 2004; Hervé *et al.*, 2017).

Soto *et al.* (2017) afirman que los peligros más comunes en un ambiente de montaña son los deslizamientos superficiales asociados a un paisaje modelado por procesos glaciales y tectónicos. Las remociones en masa en ambiente de fiordos añaden mayor peligro potencial al poseer una probabilidad alta de que el evento tenga como consecuencia la generación de tsunamis locales en los cuerpos de agua perturbados (Sepúlveda *et al.*, 2011).

A continuación, se presentan dos casos de referencia relacionados a la ocurrencia de fenómenos de remoción en masa en sectores cercanos al Parque Tagua Tagua. Además, dichos sitios son geológica y geomorfológicamente similares a la zona de estudio y hacen referencia a dos factores desencadenantes distintos: precipitaciones y sismos.

Para el caso de precipitaciones, un episodio destacado ocurrió la madrugada del 19 de febrero de 1965 cuando, luego de intensas precipitaciones registradas, se produjo un desprendimiento de hielo y roca de 6,1 – 10 millones de m³ en la ladera suroeste del Volcán Yate (Figura 1.1). El colapso generó un deslizamiento de tierra que rápidamente derivó en un flujo de detritos. Este alcanzó velocidades de aproximadamente 40 m/s en el frente de la trayectoria del flujo y, tras recorrer cerca de 7,5 km por el valle “*El Derrumbe*”, parte del flujo ingresó al lago intermontano denominado Lago Cabrera (Watt *et al.*, 2008). El material que ingresó al lago perturbó el cuerpo de agua generando una ola de 25 m y un *run-up* (corriente de rompiente de ola) de 60 m. El tsunami provocó el fallecimiento de 27 personas y la destrucción de 3 predios de ganados. Este evento es el más grande que se ha registrado en relación con los colapsos del Volcán Yate (Watt *et al.*, 2008).

Estudios posteriores al evento de 1965 (*e.g.* Hauser, 1985), han caracterizado deslizamientos post-glaciales en la ladera noreste del Volcán Yate (1870 y 1896) que se han canalizado hasta el sector Llanos del Yate (Figura 1.1). Watt *et al.* (2008) han vinculado la ocurrencia y las direcciones de los colapsos, tanto en la ladera suroeste como noreste del volcán con un fuerte control del movimiento dextral de la ZFLO durante la existencia del estratovolcán.

Watt *et al.* (2008) sostienen que es probable que eventos como el de 1965 se repitan, puesto que el aumento progresivo de la temperatura generaría el retroceso de la línea de nieve y las precipitaciones líquidas ocurrirían en sectores donde normalmente eran sólidas originando así un incremento de agua de deshielo glacial.

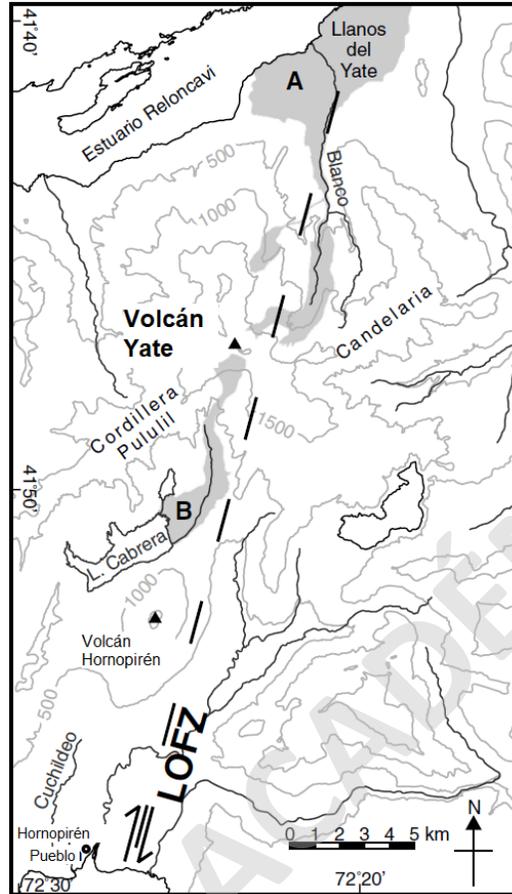


Figura 1.1. Esquema general de los flujos del Volcán Yate. En gris los flujos ocurridos en: (A) Llanos del Yate en 1870 y 1896, y (B) Lago Cabrera en 1965. La zona de estudio se encuentra próxima al extremo nororiental de la figura. Extraído de Watt *et al.*, (2008).

El otro caso, esta vez vinculado a la sismicidad, ocurrió en el fiordo de Aysén la tarde del 21 de abril del año 2007. Luego de un enjambre de más de 7.000 sismos registrados desde el 23 enero de ese mismo año con cuatro de ellos que superaron magnitudes de 5,0 M_l , se generó un terremoto de 6,2 M_w con epicentro en las costas del fiordo en una de las fallas asociadas a la actividad de la ZFLO a una profundidad menor a 9 km (Naranjo *et al.*, 2009; Sepúlveda y Serey, 2009; Legrand *et al.*, 2011).

Este movimiento telúrico desencadenó diversos procesos de remoción en masa del tipo caída de rocas y deslizamientos de suelo y roca en las riberas del fiordo que, posterior al evento, cayeron al cuerpo de agua en sector Isla Mentirosa (Sepúlveda y Serey, 2009) (Figura 1.2). El efecto inmediato de las caídas y deslizamientos de los más voluminosos cuerpos de suelo y roca fue un tsunami con

olas que superaron los 10 m de altura y velocidades que oscilaron entre los 100 y 150 km/h. Esto significó la muerte de 3 personas y 7 desapariciones, además de millonarias pérdidas económicas asociadas a la industria del salmón (Naranjo *et al.*, 2009).

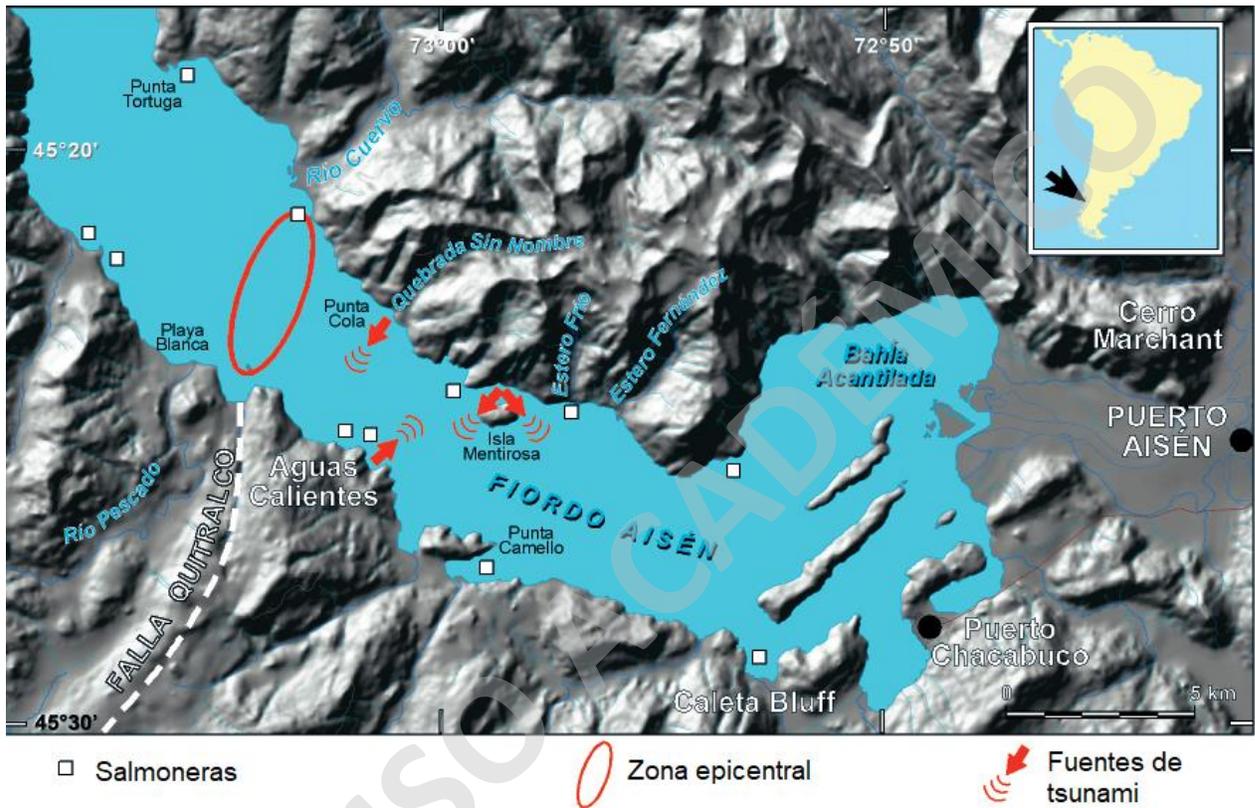


Figura 1.2. Laderas afectadas por procesos de remoción en masa producto del sismo 6,2 Mw en el fiordo de Aysén. Extraído de Naranjo *et al.*, (2009).

Como se mencionó al inicio de este apartado, el Parque Tagua Tagua posee condiciones geológicas y geomorfológicas similares a los casos descritos anteriormente, es decir, geográficamente se encuentra en un ambiente dominado por morfologías glaciales, está cercano a un sistema de fallas de primer orden en la zona sur de Chile, posee dos lagos en desniveles topográficos y evidencia actividad de movimientos de ladera, tanto en el pasado como en el presente. Por lo tanto, procesos de remoción en masa que ocurran dentro del parque, podrían conducir a consecuencias catastróficas tales como infraestructura afectada, personas lesionadas e incluso pérdidas humanas a causa de desprendimientos que afecten tanto el sendero como los refugios del parque. En este sentido, surge la necesidad de reforzar la idea de identificar, caracterizar y comprender la geología,

geomorfología, estructuras, hidrología, vegetación, clima y sísmica que puedan condicionar y desencadenar la ocurrencia de fenómenos de remoción en masa. En relación con lo anterior, y puesto que se trata de un sector turístico con afluencia de público durante gran parte del año, se hace fundamental y necesario estudiar la zona, debido a que no existe un levantamiento de información en detalle que trate sobre la geomorfología y sus procesos asociados, además de los peligros relacionados a fenómenos de remoción en masa en el parque, pues esto último servirá como fuente de información para una posterior evaluación de riesgo.

1.3. Ubicación y vías de acceso

El Parque Tagua Tagua es un Área Protegida Privada (APP) con una superficie de 3.000 hectáreas, que se encuentra ubicado en la Región de Los Lagos ($41,70^{\circ}\text{S}$; $71,23^{\circ}\text{W}$ – $41,75^{\circ}\text{S}$; $72,13^{\circ}\text{W}$), 135 km al sureste de la ciudad de Puerto Varas, en la comuna de Cochamó, específicamente al sureste de la localidad de Las Gualas. En la Figura 1.3 se aprecia la ubicación de la zona de estudio de manera general.

Los principales rasgos geográficos que destacan en el sector del parque son el Lago Tagua Tagua, el Río Puelo y el delta que es originado por el Río Puelo. Específicamente, dentro del parque destacan dos valles glaciofluviales, Valle Norte y Valle Quetrus, además dos lagos que se encuentran en desnivel topográfico denominados Alerce y Quetrus.

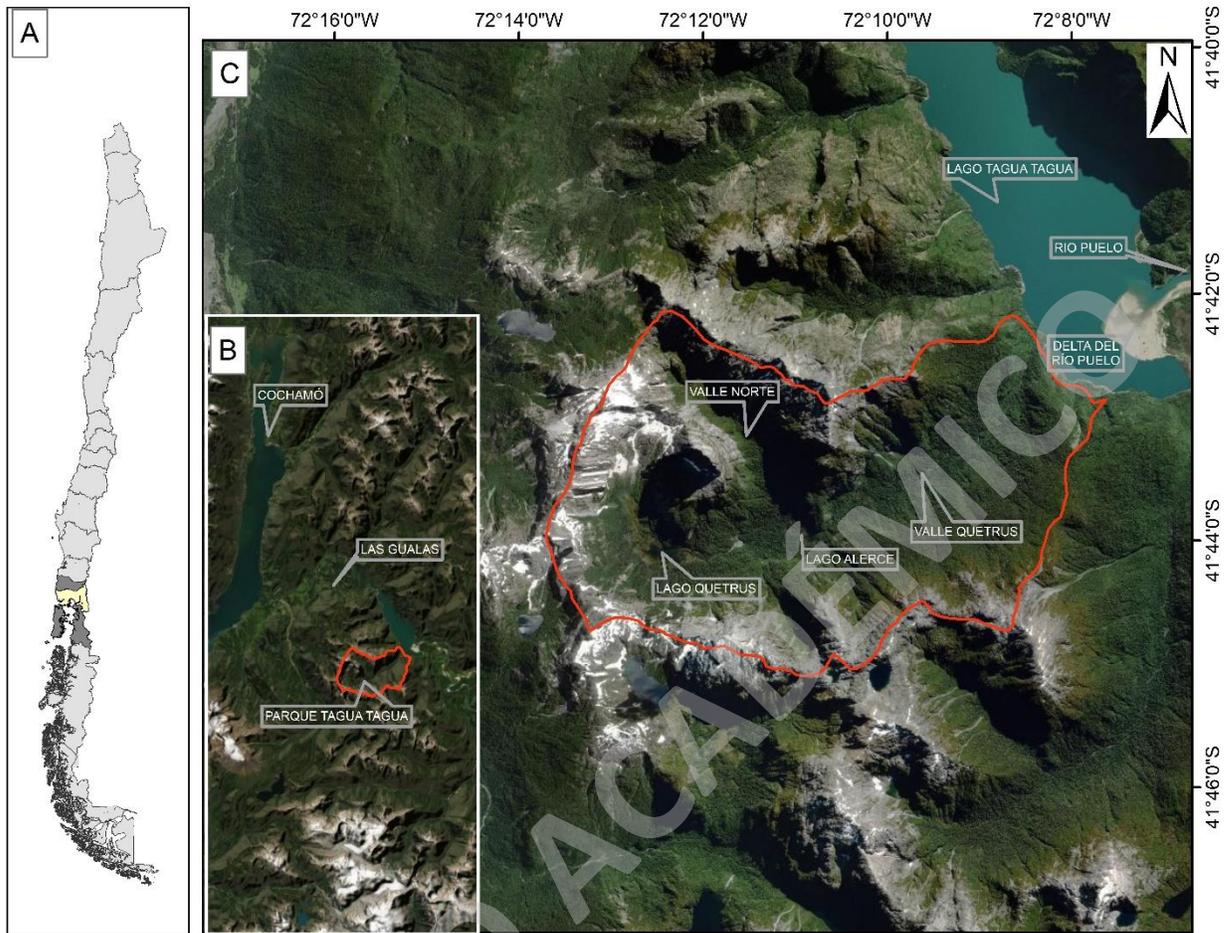


Figura 1.3. Ubicación de la zona de estudio. A) Chile, en amarillo ubicación provincial, B) Provincial, C) Área específica. Imagen Esri, Digital Globe, Geoeye.

El acceso a la zona de estudio se lleva a cabo mediante transporte terrestre y marítimo (Figura 1.4). Desde Puerto Varas se toma la Ruta 225 con dirección hacia Ensenada, para luego desviar hacia el sur por la Ruta V-69 hasta la localidad de Puelo. Posteriormente se accede hacia el embarcadero Punta Canelo por la Ruta V-721. Una vez en Punta Canelo se debe cruzar el Lago Tagua Tagua hasta el Embarcadero Maldonado mediante el uso de un ferry concesionado. Finalmente se usa una lancha particular que cruza desde el Embarcadero Maldonado hasta el ingreso al Parque Tagua Tagua.

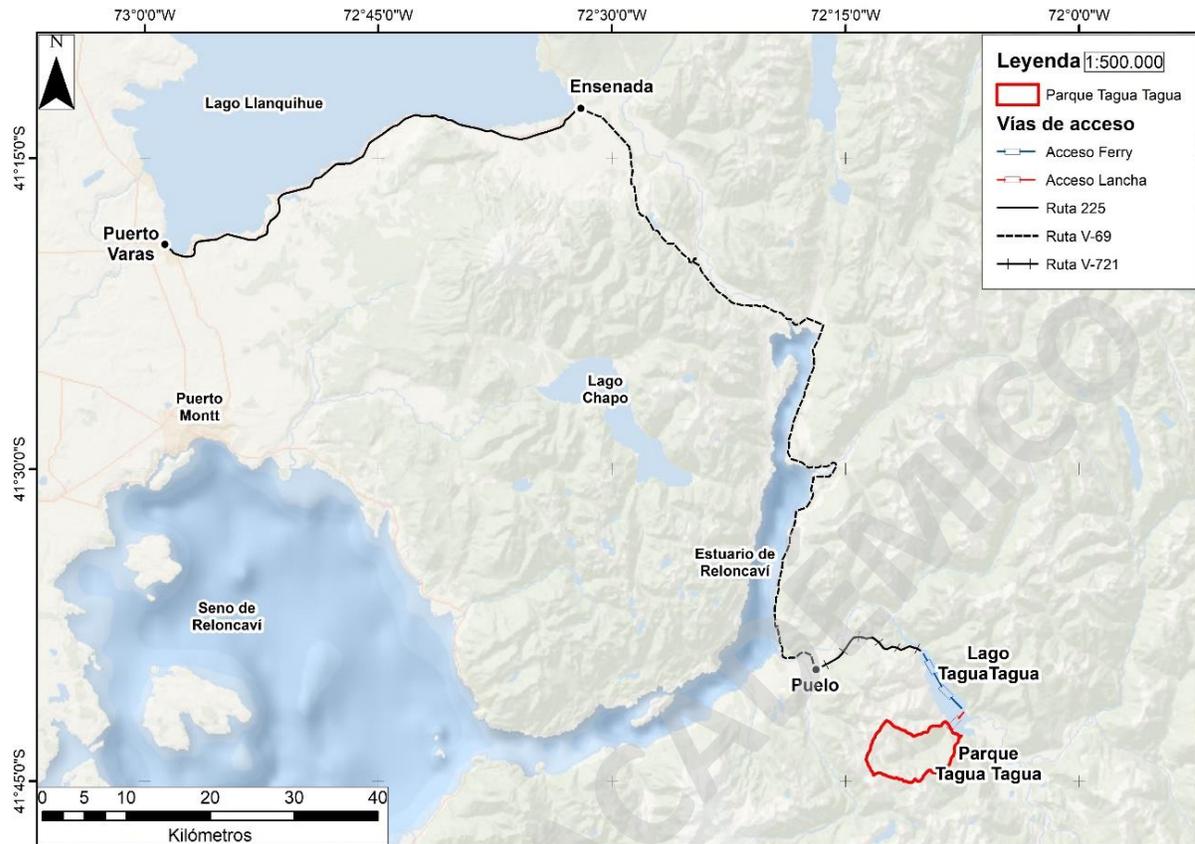


Figura 1.4. Vías de acceso al parque Tagua Tagua.

1.4. Hipótesis

La geomorfología del Parque Tagua Tagua ha sido definida principalmente por procesos glaciales y procesos de remoción en masa, dentro de los cuales los flujos y caída de rocas constituyen un mayor grado cualitativo de peligro.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo General

Generar información geomorfológica y con énfasis en los procesos de remoción en masa en el Parque Tagua Tagua.

1.5.2. Objetivos Específicos

- Identificar, describir y caracterizar las geoformas del sector, dando especial interés a los procesos asociados a estas.
- Realizar un catastro descriptivo de las remociones en masa dentro del parque.
- Relacionar factores geológicos, topográficos y climáticos que condicionen los procesos de remoción en masa.
- Elaborar un mapa de peligro de remociones en masa y evaluar el alcance de estas.
- Discutir y concluir acerca de la evolución de la geomorfología de la zona, así como también de las zonas de susceptibilidad y peligro ante la ocurrencia de fenómenos de remoción en masa.
- Generar un documento informativo apto para todo público, para ser entregado a la administración del Parque Tagua Tagua.

1.6. Metodologías

Para llevar a cabo la presente contribución, se siguieron las siguientes metodologías de trabajo.

1.6.1. Recopilación de información bibliográfica

Consistió en la recopilación bibliográfica del sector y zonas adyacentes durante el desarrollo del presente informe respecto a: litología, geografía, geología, geomorfología, geología estructural, hidrología, climatología, sismología y vegetación.

1.6.2. Recopilación de capas ráster

Correspondió a la colección de imágenes satelitales, aéreas y modelos de elevación digital (Tabla 1) para ser utilizadas durante la campaña de terreno y fotointerpretadas con la herramienta SIG ArcGIS 10.5, utilizando las variadas herramientas que el *software* ofrece.

Tabla 1.1. Cuadro resumen de la recopilación de imágenes satelitales, aérea y modelo de elevación digital.

Imágenes satelitales	Año	Resolución espacial
Bing (Compuesto de varios satélites)	2013	0,22 m
Sentinel 2a	2011	10 m
Landsat 7	2015	30 m
Google Earth Pro (Compuesto de <i>Geoeye</i>)	2005 - 2018	30 m
Imagen aérea	Año	Resolución espacial
Vuelo Geotec	1998	2 m
Modelo de elevación digital	Año	Resolución espacial
Alos Palsar	2011	12,5 m

1.6.3. Campaña de terreno

Se elaboró de un plan de trabajo para la campaña de terreno tomando en cuenta: área de interés, accesibilidad y seguridad de trabajo para la toma y captura de la información geomorfológica y de depósitos de fenómenos de remoción en masa.

Para la captura de la información geológica en terreno se analizó la morfología, litología, orientación y pendiente de laderas, estructuras y grado de meteorización de las rocas y depósitos que se encuentran en las laderas o valles. El levantamiento de información geomorfológica y de remociones en masa se realizó mediante el uso de materiales tales como: libreta geológica, lupa *zoom* 10x, martillo geológico, rayador con punta de tungsteno, brújula estructural Brunton, GPS Garmin eTrex 20x, huincha de 30 m, cámara fotográfica Nikon Coolpix AW100. La caracterización de las rocas se realizó mediante tablas de descripción petrográfica estandarizadas.

Se realizó cartografía geomorfológica, donde se utilizó un mapa base de terreno a escala 1:5.000, integrando los criterios de Glasser *et al.* (2008) y basado en la recopilación de antecedentes teóricos de Huggett (2007) y prácticos de Giles *et al.* (2017). Para el levantamiento de información de las remociones en masa se utilizó la recopilación de antecedentes realizados por Lara (2007) y Hungr *et al.*, (2013), donde dan cuenta de las condiciones de ocurrencia y la forma de los depósitos de flujos, deslizamientos, caída de rocas, volcamientos, entre otros.

1.6.4. Etapa de gabinete

En dicha etapa se digitalizó el mapa elaborado en terreno mediante la herramienta ArcGIS 10.5. Además, se creó un registro de las remociones en masa identificadas durante el período de campaña de terreno como también mediante entrevistas al guardaparques y administradores del parque. Lo anterior se llevó a cabo a través de una base de datos digital.

1.6.5. Evaluación de susceptibilidad de remociones en masa

Se generó un mapa de susceptibilidad mediante la metodología propuesta por Lara (2007). En esta etapa se generan unidades geomorfológicas basadas en similitudes de orientación y pendiente de laderas, geología y depósitos de remoción en masa. Para este respecto, Lara (2007) establece un límite mínimo de pendientes de ladera para el origen de deslizamientos, flujos y caída de rocas de 10°, pues decreta que existe baja o nula posibilidad de generar estos procesos bajo dicha pendiente. Una vez elaboradas las unidades geomorfológicas, se asignan puntajes de forma cualitativa a cada uno de los factores condicionantes asociados a: caída de rocas, deslizamientos de roca y flujos de detritos. La suma de estos puntajes entrega el Índice de Susceptibilidad (IS), el cual oscila entre 0% y 100%, correspondiendo a la más baja susceptibilidad y máxima susceptibilidad respectivamente. El valor con IS igual o mayor a 50 es considerado como valor mínimo para la evaluación de peligro.

1.6.6. Evaluación de peligro de remociones en masa

La elaboración del mapa de peligros se implementó mediante aspectos cualitativos apoyado en la geomorfología, eventos pasados y presentes. Lo anterior está basado en la propuesta metodológica de Cardinali *et al.* (2002) y en las pautas establecidas por Fell *et al.* (2008). El primero basa su trabajo en la aplicación directa de la geomorfología basada en el reconocimiento de procesos de remociones en masa en una serie de tiempo determinada y hace necesario delimitar los alcances y la frecuencia de los eventos que hayan ocurrido dentro del sector descritos o evidenciados mediante imágenes satelitales o aéreas. Para ello, se utilizó información sobre la frecuencia, intensidad y

posible factor desencadenante. Finalmente se define el peligro en función de las zonas de generación y depósitos inventariados. Se utilizó, además, la pauta para la zonificación de la susceptibilidad, peligros y riesgos por movimientos en masa elaborada por Fell *et al.* (2008). En dicha guía se establecen parámetros sobre el alcance de la zonación de peligros en función de la información disponible. Estos mapas se realizaron mediante la cartografía obtenida durante la campaña de terreno, del cual, a través de la actividad relativa de los procesos de remoción en masa que se observa se asigna valores de peligro como: alto, medio y bajo.

1.6.7. Formulación de infografía

Se elaboró un documento informativo y apto para todo público con respecto a la geomorfología y remociones en masa del Parque Tagua Tagua, dirigido al personal administrativo del parque. Frente a lo anterior, se elaboró un tríptico soportado con fotografías capturadas en terreno que contienen información sintetizada de la geomorfología y de remociones en masa (Anexos, Figura 9.1).

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Geomorfología

La geomorfología se define como el estudio de las características físicas de la superficie terrestre, es decir, las formas del relieve tales como: valles, cordilleras, llanuras, playas, dunas, entre otras (Huggett, 2007). Además, estudian los procesos que modelaron el paisaje actual como resultado de fases endógenas y exógenas (Huggett, 2007).

Uno de los aspectos del estudio de la geomorfología son las morfologías glaciales, en la cual las grandes masas de hielo que constituyen glaciares son uno de los agentes más eficaces de erosión. En ambientes de montaña son capaces de erosionar y transportar material desde la roca madre hasta regiones más bajas (Huggett, 2007). Además, el avance glacial genera fracturas en el proceso de modificar el relieve, en donde estos ejercen fuertes influencias puesto que son necesarios grandes esfuerzos de cizalle para el avance glacial. Por otra parte, el hielo y la roca funcionan como una sola unidad debido al estado de congelación de estos (Gutiérrez, 2008).

Asimismo, la erosión glacial genera diversas formas relacionadas con el avance de las masas de hielo, tales como: acanaladuras, rocas pulidas, estrías glaciales, hendiduras de fricción, rocas aborregadas, *horn*, aristas, circos y valles glaciales (Huggett, 2007; Gutiérrez, 2008). Estos últimos son la forma más característica de la acción erosiva de los glaciares, pues presentan una forma de “U” en la sección transversal, a diferencia de los valles fluviales, los que presentan una morfología en su sección transversal con forma de “V” (Price, 1973). Además, los circos se consideran una depresión semi circular dominada por laderas escarpadas, donde estas últimas se presentan como paredes fragmentadas cuyas dimensiones varían desde decenas de metros hasta medidas kilométricas.

Como consecuencia de los procesos erosivos, se genera la depositación de los materiales rocosos que transportan los glaciares cuando estos se funden, generando depósitos glaciales. En tanto, los materiales más finos son depositados por el agua de deshielo cuando discurren por zonas de baja pendiente, estos son los depósitos glaciofluviales. Las geoformas asociadas por la acción glacial constituyen distintos tipos de depósitos: morrenas, sean estas frontales, de fondo, laterales o centrales; *drummlins*; bloques erráticos, *eskers*, *kames* y *varvas*.

Por otra parte, otro de los estudios de la geomorfología es la asociada a los ambientes fluviales, donde el agua es el agente más relevante en el desarrollo de la morfología de la superficie terrestre. Por su acción constante tanto física como química, este elemento influye de dos maneras: como flujo laminar o como flujo turbulento. En el flujo laminar, el agua posee movimientos laminares los cuales son paralelos al cauce. El agua se desplaza corriente abajo sin interactuar con otras partículas de agua, al contrario de lo que ocurre con el flujo turbulento, donde el agua se traslada con un movimiento turbulento donde las partículas sí se mezclan. En función de lo anterior, la velocidad de la corriente cumple un rol fundamental en si es flujo se comportará de forma laminar o turbulenta (Huggett, 2007). Por ello, el agua se desplaza a bajas velocidades a través de un cauce suave de forma laminar, y si la velocidad se acrecienta y el cauce se vuelve abrupto, el flujo laminar se torna turbulento. Ninguno de estos movimientos es uniforme dentro de la corriente del cauce, pues cuando este cauce es predominantemente recto, la mayor velocidad se registra justo en el centro, inmediatamente por debajo de la superficie donde el roce es menor. Las menores velocidades se generan a en los bordes y en el fondo del cauce, donde la fricción es mayor (Huggett, 2007; Gutiérrez, 2008). Cuando el cauce es sinuoso, la mayor velocidad se encuentra en el borde externo de cada curva. Esta desviación juega un papel importante en los procesos de erosión del cauce por dicho extremo.

En consecuencia, la capacidad de una corriente para erosionar y transportar material está directamente relacionada con su velocidad. Este accionar del río depende de varios factores como la pendiente, la forma transversal, tamaño e irregularidad del cauce y del caudal. Sus rasgos morfológicos erosivos asociados a las corrientes corresponden a los valles fluviales con forma de “V”, meandros, cascadas y cataratas, entre otros (Huggett, 2007).

Por lo tanto, el proceso de transporte de los ríos proporciona un mecanismo de selección de los fragmentos que transporta, del cual los clastos de similar tamaño se depositan juntos producto de una disminución de la velocidad del medio de transporte. Las formas que se originan producto de la acumulación de fragmentos transportados por los ríos son: llanuras de inundación, terrazas fluviales y deltas o estuarios (Huggett, 2007, Gutiérrez, 2008).

2.2. Procesos de remoción en masa

Los procesos de remoción en masa se definen como movimientos de material, lentos o rápidos, que se desplazan de zonas de mayor a menor altura, transportando rocas, suelo o una combinación de ambos (Varnes, 1978, 1984; Cruden, 1991; Hauser, 1993; Cruden y Varnes 1996; Pedraza, 1996; Hungr *et al.*, 2013).

Cada uno de los fenómenos de remoción en masa se clasifican en función de la velocidad con la que se desplazan oscilando desde extremadamente lentos a extremadamente rápidos (Tabla 2.1). Lo anterior guarda estrecha relación con la intensidad del proceso y el eventual peligro que puede causar la ocurrencia de estos (Cruden y Varnes, 1996; Hungr *et al.*, 2013)

Tabla 2.1. Clasificación de remociones en masa en función de su velocidad de movimiento. Extraído de Cruden y Varnes (1996).

Clase según velocidad	Descripción	Velocidad (mm/s)	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	$>5 \times 10^3$	5 m/s
6	Muy rápido	$5 \times 10^3 - 5 \times 10^4$	5 m/s - 3 m/min
5	Rápido	$5 \times 10^4 - 5 \times 10^5$	3 m/min - 1,8 m/hr
4	Moderado	$5 \times 10^5 - 5 \times 10^6$	1,8 m/hr - 13 m/mes
3	Lento	$5 \times 10^6 - 5 \times 10^7$	13 m/mes - 1,6 m/año
2	Muy lento	$5 \times 10^7 - 5 \times 10^8$	1,6 m/año - 16 mm/año
1	Extremadamente lento	$< 5 \times 10^8$	< 16 mm/año

Los tipos de movimiento de masa han sido organizados en diversas ocasiones, sin embargo, la clasificación de Varnes (1978), basada en el tipo de movimiento y material (Tabla 2.2) es el que ha sido mayormente aceptada y utilizada a nivel mundial.

Tabla 2.2. Clasificación de tipos de remociones en masa según Varnes (1978).

Tipo de movimiento		Tipo de material		
Caída		Roca	Suelo	
Volcamiento				
Deslizamiento	Rotacional	Roca	Suelo	
	Traslacional			
Propagación lateral		Roca	Grano grueso (Detritos <80% partículas >2mm)	Grano fino (Barro >80% partículas <2mm)
Flujos				
Complejos				

Luego de varios intentos por hacer modificaciones y actualizaciones al sistema de clasificación de movimientos de Varnes (1978), surgió la colaboración de Hungr *et al.* (2013) donde presenta una versión renovada de la clasificación de los tipos de movimientos en masa del cual se desprenden 32 de estos tipos, estos son presentados en la Tabla 2.3.

Tabla 2.3. Clasificación de remociones en masa basado en Varnes (1978). Extraído de Hungr et al. (2013).

Tipo de movimiento	Roca	Suelo
Caída	1.Caída de roca/hielo	2.Caída de bloques/detritos/limo
Volcamiento	3.Vuelco de bloques	5.Volcamiento de grava/arena/limo
	4.Vuelco flexural de roca	
Deslizamiento	6.Deslizamiento rotacional	11.Deslizamiento rotacional arcilla/limo
	7.Deslizamiento planar	12.Deslizamiento planar arcilla/limo
	8.Deslizamiento en cuña	13.Deslizamiento grava/arena/detritos
	9.Deslizamiento compuesto 10.Deslizamiento irregular	14.Deslizamiento compuesto arcilla/limo
Propagación lateral	15.Propagación de talud	16.Propagación por licuefacción de arena/limo
		17.Propagación por arcillas sensitivas
Flujo	18.Avalancha de roca/hielo	19.Flujo seco arena/limo/detritos
		20.Deslizamiento por flujo de arena/limo/detritos
		21.Deslizamiento por flujo de arcillas sensitivas
		22.Flujo de detritos
		23.Flujo de barro
		24.Crecida de detritos
		25.Avalancha de detritos
		26.Flujo de tierra
27.Flujo de turba		
Deformación de talud	28.Deformación de montaña	30.Deformación de talud de suelo
	29.Deformación de talud de roca	31.Reptación de suelos
		32.Soliflucción/geliflucción

2.2.1. Tipos de Procesos de Remoción en Masa

Como se esbozó en el apartado 2.2, la clasificación de remociones en masa fue propuesta inicialmente por Varnes (1978), complementada por Hauser (1993), Cruden y Varnes (1996) y actualizada por Hungr *et al.* (2013). A partir de los aportes de dichos autores, se desprenden 6 tipos de movimientos en masa: caídas, volcamientos, deslizamientos, flujos, propagaciones laterales y movimientos complejos, cuyas características serán descritas en los párrafos siguientes.

i) Caída:

Constituyen movimientos individuales o en grupos de roca o suelo y, ocurren generalmente por la presencia de fracturas subparalelas a la ladera. La dinámica del desplazamiento de las caídas depende de la pendiente de la ladera, puede ocurrir mediante caída libre, rebotando o rodando (Figura 2.1), sin embargo, cualquiera sea esta, en la base de la ladera se acumulan los bloques y/o clastos (Varnes, 1978). En cuanto a las velocidades estas son rápidas a muy rápidas (Cruden y Varnes, 1996), e incluso pueden superar los 100 m/s (Proyecto Multinacional Andino, 2007).

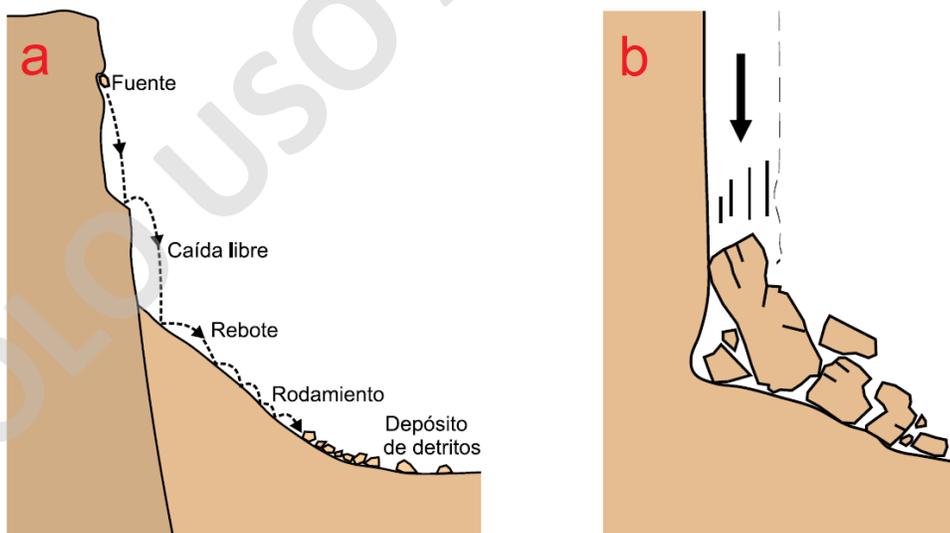


Figura 2.1. Esquemización para caída de rocas. a) estilos de caída de roca, b) esquema de caída libre. Extraído de Proyecto Multinacional Andino (2007).

ii) Volcamiento:

Corresponde a un movimiento del cual uno o varios bloques de roca o suelo rotan hacia afuera de la ladera en torno a puntos pivotes que corresponden a discontinuidades basales bien definidas (Proyecto Multinacional Andino, 2007) producto de la existencia de fracturas de alta pendiente o presión de fluidos que funcionan como planos de desprendimientos. Las velocidades de este tipo de movimiento pueden comenzar lentas y terminar muy rápidas (Hungry *et al.*, 2013). La depositación de material se acumula en la base de la ladera y es llamada como de *talus* o *talus*.

En relación con lo anterior, Goodman y Bray (1976) introdujeron diferencias en el volcamiento en: volcamiento de bloques y volcamiento flexural. El primero de estos (Figura 2.2a) involucra rocas competentes donde el volcamiento ocurre por la rotación de uno o varios bloques. El vuelco flexural, en cambio, compromete rocas menos competentes e intensamente diaclasadas donde el volcamiento se da mediante el doblamiento de las columnas fracturadas (Figura 2.2b).

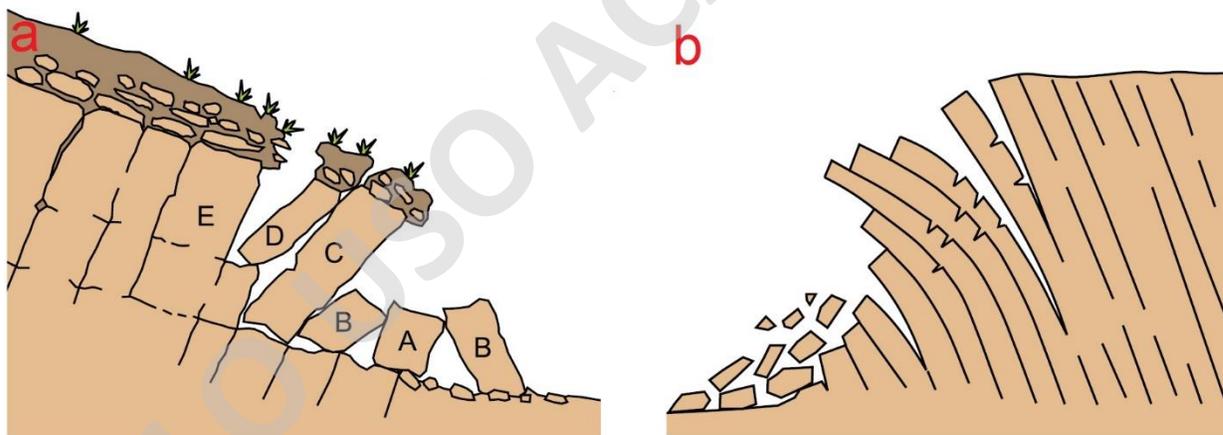


Figura 2.2. Esquemización de volcamiento. a) Volcamiento en bloque, b) Volcamiento flexural. Extraído de Proyecto Multinacional Andino (2007).

iii) Deslizamientos:

Corresponden a movimientos de roca o suelo que se desplazan a sobre de planos de cizalle claramente definidos (Sernageomin, 2007), y se diferencian en traslacional o rotacional según la superficie en la que se deslizan (Varnes, 1978).

Los deslizamientos traslacionales (Figura 2.3) son relativamente someros con movimientos que no son auto-estabilizantes y tienden a ser muy rápidos (Hungry *et al.*, 2013). Se desplazan a través de superficies planas que pueden corresponder a planos de discontinuidad, planos de estratificación o diaclasas (Cruden y Varnes, 1996). Dentro de la categoría de los deslizamientos traslacionales destacan los deslizamientos en cuña, en los cuales las rocas que se desplazan lo hacen sobre una superficie de ruptura formada por dos planos que se intersectan entre sí y la línea de intersección de ambos planos buza en favor a la ladera (Hungry *et al.*, 2013). Este tipo de movimiento también oscila de muy rápidos a extremadamente rápidos (Proyecto Multinacional Andino, 2007).

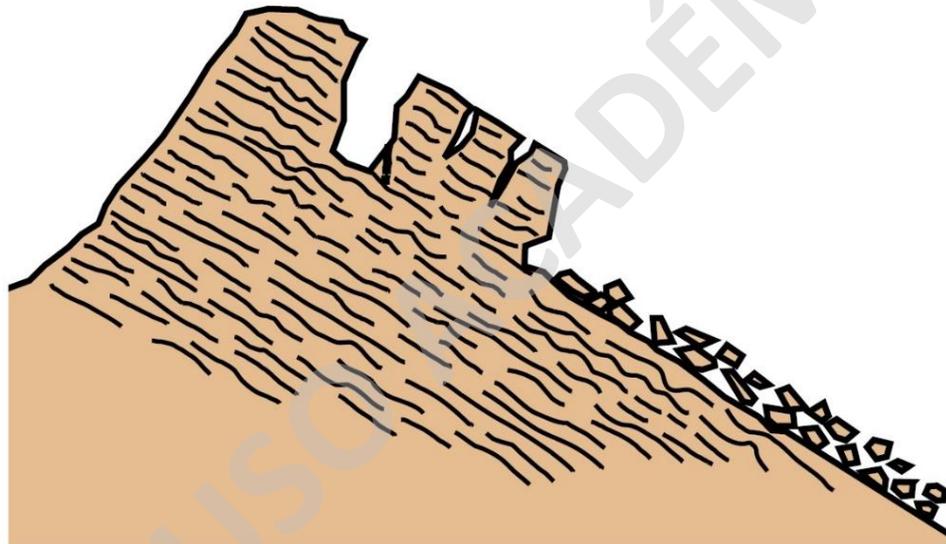


Figura 2.3. Esquemática de deslizamiento traslacional. Extraído de Proyecto Multinacional Andino (2007).

Por otra parte, los deslizamientos rotacionales (Figura 2.4) se desplazan sobre superficies de cizalle cóncavas. Se caracterizan por ser más profundos que los traslacionales, de modo que los escarpes resultantes de este tipo de deslizamiento son prominentes (Proyecto Multinacional Andino, 2007), además los bloques del material colapsado rotan y presentan inclinaciones contra la pendiente, por lo que el mecanismo rotacional se auto-estabiliza a medida que el movimiento disminuye. Las velocidades de este tipo de movimiento suelen ser lentas a moderadamente rápidas (Hungry *et al.*, 2013).

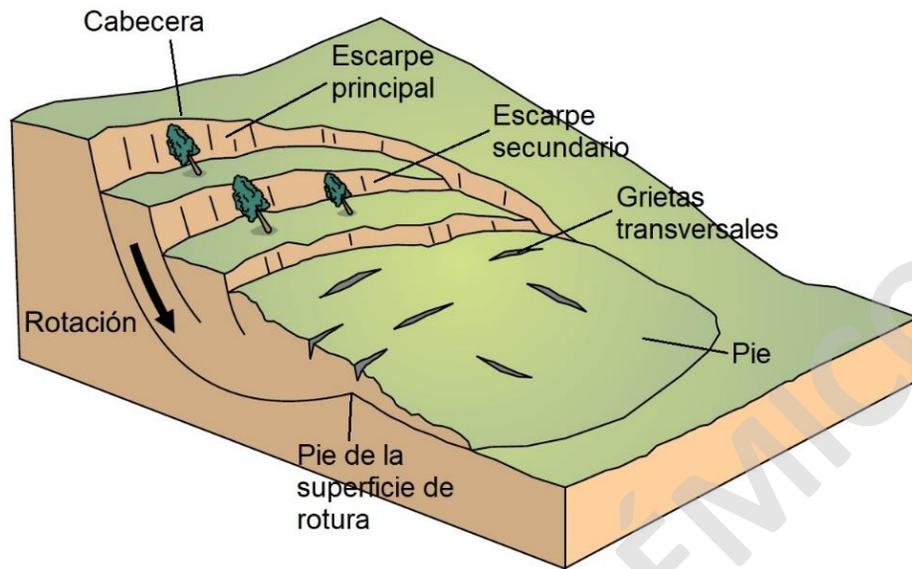


Figura 2.4. Esquematación de deslizamiento rotacional. Se observan sus principales rasgos geomorfológicos. Extraído de Proyecto Multinacional Andino (2007).

iv) Flujos:

Los flujos son un tipo de movimiento ladera abajo que se caracteriza por poseer un comportamiento similar a un fluido durante su transporte (Figura 2.5) y pueden generarse a partir de otros movimientos, los cuales generalmente son los deslizamientos y las caídas quienes aportan material detrítico para la futura ocurrencia de este tipo de fenómeno (Varnes, 1978).

Los flujos comienzan a depositarse y, consecuentemente a detenerse una vez que la pendiente desciende a niveles críticos, pues el material comienza a perder energía y a depositar. Según Hungr (1984), los flujos comienzan a depositar en sectores confinados entre los 8° y 12° . Para el caso de sectores no confinados, lo hacen entre 10° y 14° . Usualmente dejan atrás un depósito con forma de embudo invertido donde el material ha dejado de moverse, conocido este como abanico aluvial. La velocidad de este tipo de movimientos suele variar desde lentos a rápidos (Proyecto Multinacional Andino, 2007).

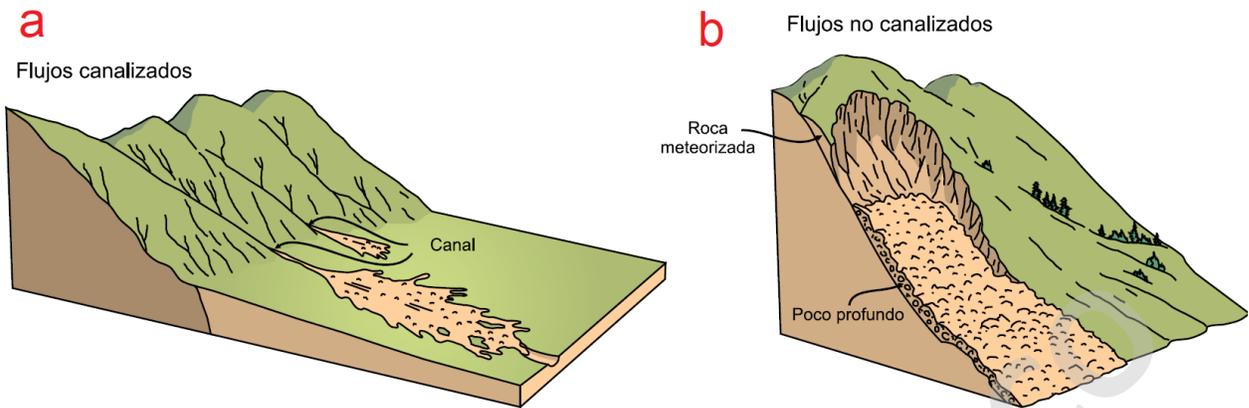


Figura 2.5. Esquemización de flujos. a) flujos canalizados, b) flujos no canalizados. Extraído de Sernageomin (2007).

En términos generales, los flujos se subclasifican en función del tamaño dominante de fragmentos que los componen siendo estos detritos o suelo (Tabla 2.4), además del contenido de humedad, velocidad y grado de confinamiento (Varnes, 1978). La distinción es necesaria, pues tiene consecuencias directas en la evaluación de peligro de una zona de estudio (Proyecto Multinacional Andino, 2007). Algunas de ellas serán descritas a continuación.

Tabla 2.4. Clasificación de flujos en función del tamaño de fragmentos. Extraído de Varnes (1978).

Tasa de movimiento	Roca	Detritos (<80% arena y más fino)	Suelo (>80% arena y más fino)
Rápido a extremadamente rápido (> 1,5 m/día)	Flujo de roca (flujo de ladera)	Flujo de detritos Avalancha de detritos	Flujos de arena húmeda y limo Flujos rápidos de tierra Flujo de loess Flujo de arena seca
Menos que rápido (<1,5 m/día)	Reptación	Soliflucción Reptación de suelo	Flujos de tierra

- **Avalancha de detritos:** flujo saturados o parcialmente saturados que carecen de confinamiento, son someros, y sus velocidades son muy rápidas a extremadamente rápidas. Este tipo de flujo inicia como un deslizamiento superficial de una masa de detritos que al desplazarse sufre una considerable deformación interna y adquiere las características de flujo (Hungry *et al.*, 2013). En comparación con los flujos de detritos, estos poseen menos grado de saturación, carecen de un ordenamiento de las partículas en sentido del flujo y de un frente de material grueso hacia la cabecera (Hungry *et al.*, 2013).
- **Flujo de detritos:** flujo saturado (Índice de Plasticidad < 5%, definido este como el límite entre un estado plástico y un estado líquido de los suelos con relación a su contenido de humedad) que se transporta por un cauce esencialmente confinado mediante una pendiente pronunciada (Proyecto Multinacional Andino, 2007). Son muy rápidos a extremadamente rápidos y generan un importante arrastre de detritos y agua en la trayectoria del flujo hasta ser depositados con forma de abanicos aluviales.
- **Flujo de lodo:** tipo de flujo canalizado donde el contenido de agua es mayor al del material que lo compone (Índice de Plasticidad > 5%). Sus velocidades varían de muy rápido a extremadamente rápido. Las características de este flujo son similares al del flujo de detritos, sin embargo, fracción arcillosa modifica la reología del material (Proyecto Multinacional Andino, 2007). Presenta un fuerte arrastre de material y agua en la trayectoria del flujo hasta ser depositados en abanicos aluviales.
- **Crecida de detritos:** flujo que es respuesta de una crecida de agua que transporta una importante carga de detritos a lo largo de un canal, también son llamados flujos hiperconcentrados (Hungry *et al.*, 2013) o avenidas de detritos. Las crecidas de detritos se caracterizan por caudales máximos 2 o 3 veces mayores que el de una crecida de agua o inundación.

v) **Propagación lateral:**

Corresponde a movimientos o extensiones de suelos cohesivos o masas de rocas en laderas de pendientes bajas a moderadas (Lara, 2007). El desplazamiento normalmente se desarrolla por la deformación interna (Proyecto Multinacional Andino, 2007; Molina, 2016) y, como resultado genera fracturas transversales a la dirección del movimiento (Cruden y Varnes, 1996). La

morfología de la extensión lateral es característica por presentar pequeñas crestas, valles y escarpes orientados ladera arriba (Figura 2.6) (Borgatti y Soldati, 2005).

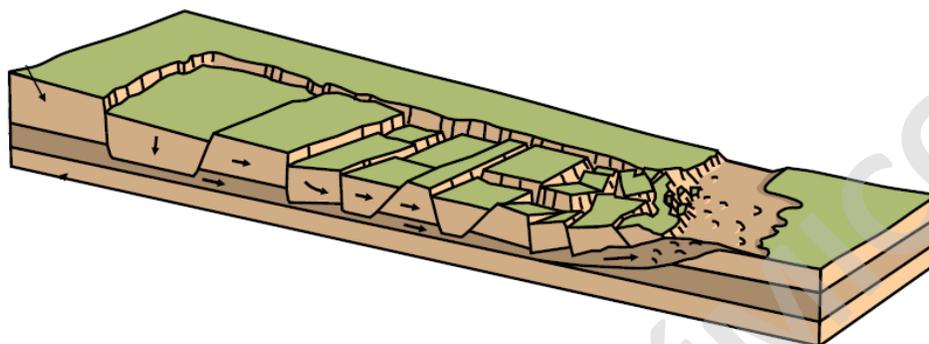


Figura 2.6. Esquemática de extensión lateral. Extraído de Proyecto Multinacional Andino (2007).

vi) Movimientos complejos:

La clasificación de este tipo de movimiento no corresponde a una categoría por sí misma, sino más bien a una integración de distintos tipos de movimientos, razón por la cual no puede ser definido únicamente como un solo proceso. Debido a lo anterior, generalmente se usan los nombres de las remociones en masa que se reconocen para describir un proceso complejo (Cruden y Varnes, 1996; Hungr *et al.*, 2013). Esta clasificación de “complejo”, debe ser definida por el profesional si le resulta conveniente.

2.2.2. Factores Condicionantes

Los factores condicionantes son todos aquellos que potencialmente pueden generar una condición inestable en las laderas, controlando la susceptibilidad de estas ante la ocurrencia de remociones en masa (González de Vallejo *et al.*, 2002). Los principales factores condicionantes corresponden a (i) geología, (ii) geomorfología, (iii) clima, (iv) vegetación e (v) hidrología, los que serán descritos a continuación:

i) Geología:

Las características litológicas, alteraciones y estructuras de las rocas corresponden a algunos de los factores que pueden incidir en la estabilidad de la ladera (Lara 2007). Además, el tipo de roca y su grado de alteración determinan las propiedades resistentes de la matriz rocosa, lo que hace posible calificar cualitativamente la roca según estas características (González de Vallejo *et al.*, 2002).

La geología es uno de los factores más importantes para la generación de caída de rocas debido a que puede provocar la individualización de bloques capaces de removerse, desencadenados por perturbaciones endógenas y exógenas, tales como sismos o lluvias (Lara, 2007).

ii) Geomorfología:

Los rasgos morfológicos actúan como uno de los factores condicionantes más importantes puesto que la modificación de la topografía, pendiente, extensión, continuidad y exposición de las laderas afectan en la estabilidad de las laderas. Los aspectos mencionados influyen en el volumen, la energía y velocidad con la que se desplazan los fenómenos de remoción en masa (Popescu, 2002).

iii) Clima:

El clima, entendiéndose este como presión, temperatura y humedad que define un determinado ambiente, controla procesos como la meteorización y erosión de las rocas, alterando a estas tanto física como químicamente (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Las lluvias, aparte de ser consideradas factores gatillantes, son condicionantes puesto que disminuye la resistencia de las estructuras al incorporarse agua en ellas (Lara, 2007). A su vez, la temperatura condiciona la forma de precipitación (sólida o líquida) asociando así la isoterma 0°C. En caso de precipitar forma sólida, disminuye la resistencia de la roca mediante crioclastismo, es decir, la desintegración mecánica de la roca o suelo producto del aumento de presiones que se genera cuando el agua contenida en los poros o grietas se congela.

iv) Vegetación:

La vegetación cumple una función dual para la ocurrencia de los procesos de remoción en masa. Por una parte, es un factor desestabilizante, pues las raíces de los árboles en laderas de alta pendiente y expuestos a fuertes vientos, pueden remover material del suelo o roca, generando inestabilidad de la zona. Asimismo, puede darse que la evapotranspiración se vea superada por la

cantidad de precipitación caída, generando así la sobresaturación del suelo y provocando la ocurrencia de remociones en masa como, por ejemplo, los flujos (Lara, 2007).

Por otra parte, la vegetación es un factor estabilizador, puesto que las raíces de los árboles pueden ser capaces de anclarse a la roca. También las copas de los árboles podrían interceptar el agua de lluvia caída y, de esta forma, no sobresaturar el suelo, permitiendo la normal evapotranspiración y disminuyendo la tasa de erosión (Greenwood *et al.*, 2004). En consecuencia, el rol que cumpla la vegetación para condicionar el movimiento en masa depende de su especie y del ambiente climático en el cual se estudie.

v) Hidrología:

Varios de los aspectos fundamentales que determinan la presencia de agua son: la red de drenaje, variaciones del nivel freático en función de su posición, caudales, escorrentía y el coeficiente de infiltración, este último entendido como la velocidad máxima de penetración del agua en el suelo (Molina, 2016). Estos elementos guardan directa relación con la interacción del agua con las rocas o suelo, por lo cual la incorporación de agua en roca o suelo puede provocar presión de poros en las fracturas del macizo o sobresaturación en suelos, condicionando la estabilidad de la ladera (Lara, 2007).

2.2.3. Factores Desencadenantes o Gatillantes

Estos factores propician el movimiento de masas, los cuales modifican el estado de equilibrio entre el o los bloques a desplazar y su fuente (González de Vallejo *et al.*, 2002). Además, existe un corto período entre la causa del proceso de remoción en masa y su efecto (Lara, 2007). Los factores gatillantes más comunes corresponden a (i) precipitaciones, (ii) sismos, (iii) volcanismo y (iv) ocurrencia de otros procesos remoción en masa, como se describe a continuación.

i) Precipitaciones:

Las lluvias intensas corresponden a los fenómenos hidrometeorológicos con distribución espacial irregular, donde la duración, intensidad y distribución de las precipitaciones actúan como factores gatillantes (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Lara (2007) alude que las lluvias intensas se relacionan en dos aspectos con los movimientos en masa. Por una parte, aumentan la escorrentía superficial generando en las laderas erosión y transporte del material suelto y, por otra parte, aumentan el grado de saturación tanto del suelo como de las fracturas, acrecentando así la presión de poros, provocando una disminución de la resistencia de material desencadenando un proceso de remoción en masa.

Según la variedad de la condición climática que prima en cada zona de estudio, las precipitaciones deben sobrepasar el límite de agua caída en un corto lapso para generar remociones en masa. Sin embargo, se requieren mediciones constantes para dar cuenta de un análisis estadístico en el área de estudio (Lara, 2007).

ii) Sismos:

Este factor desencadenante puede provocar movimientos en todo tipo de laderas, pues dependiendo de las características geotécnicas de las rocas, las aceleraciones sísmicas generan una variación temporal en el régimen de esfuerzos al que están sometidas estas rocas, tanto normales como de corte, produciendo así su desestabilización (Lara, 2007). Por otra parte, Rodríguez *et al.* (1999) realizó una compilación de datos de fenómenos de remoción en masa desencadenados por sismos entre 1980 y 1997, sobre el cual determina las magnitudes que se generarían ciertos tipos de procesos. Dichos autores proponen magnitudes mínimas para el desarrollo de diferentes fenómenos (Tabla 2.5).

Tabla 2.5. Fenómenos de remoción en masa desencadenados por sismos. Extraído de Rodríguez *et al.* (1999).

Magnitud mínima aproximada (Ml)	Movimiento de remoción en masa
5,5	Caída de rocas, deslizamientos de roca, caída de suelos, deslizamientos de suelo
5,5	Subsidencia de suelo, deslizamiento de suelo en bloque
6,5	Subsidencia de roca, deslizamientos en bloque, flujos lentos de tierra, propagación lateral, flujos de suelo y deslizamiento submarinos.
6,0	Avalancha de suelo
6,5	Avalancha de roca

Varnes, (1984) establece que existe una estrecha relación entre la zonificación sísmica con el peligro ante fenómenos de remoción en masa mediante la evaluación de la respuesta de los materiales a la aceleración, amplitud y duración del sismo.

iii) Volcanismo:

Para ambientes volcánicos, las erupciones pueden desencadenar fenómenos como flujos producto de la fusión repentina de la nieve acumulada en la cumbre. El derretimiento de la nieve es de especial interés, pues es capaz de incorporar agua a los deslizamientos fragmentados y convertirse en un flujo, que en ambientes volcánicos es denominado *lahar* (Lara, 2007). Por otra parte, el temblor que genera la inminente actividad volcánica también puede producir fenómenos como avalanchas volcánicas y caídas de rocas que, en este caso corresponden a colapsos parciales del edificio volcánico producto de la desestabilización del estado de esfuerzos, tal como se mencionó en el punto anterior (Lara, 2007).

iv) Otras remociones en masa

Como ha sido descrito en el apartado 2.2.1, hay fenómenos de movimientos en masa que pueden desencadenar otros procesos. A modo de ilustración, la ocurrencia de caídas o deslizamientos pueden derivar en flujos. Un ejemplo de esta situación es el caso del deslizamiento que desencadenó un flujo de detritos en el Volcán Yate el año 1965 (Watt *et al.*, 2011).

2.3. Términos involucrados en peligro de remociones en masa

i) Susceptibilidad:

La susceptibilidad de remociones en masa se define como la posibilidad de que determinado terreno potencialmente inestable sea afectado por estos fenómenos, y se encuentra condicionado por diversos factores geológicos-geomorfológicos del área (Popescu, 2002; Proyecto Multinacional Andino, 2007).

ii) Peligro:

El peligro o amenaza hace referencia a las condiciones naturales de un sector, potencialmente sujeto a la ocurrencia de remociones en masa, es decir, se define como la probabilidad de ocurrencia de una remoción en masa potencialmente dañina, que ocurre en un área y período determinado (Varnes, 1984; González de Vallejo *et al.*, 2002). Por lo tanto, responde las interrogantes de dónde, qué tan grande y con qué frecuencia ocurrirían movimientos en masa.

iii) Riesgo

Para Varnes (1984) se trata del número de vidas perdidas, personas lesionadas, daños a la propiedad e impacto a la actividad económica, que hayan sido afectados por un proceso de remoción en masa en un área y tiempo determinado. González de Vallejo *et al.* (2002) acota este término al conjunto de peligros que podrían ocasionar daños y la evaluación de este involucra las causas (peligro) y consecuencias (riesgo).

iv) Vulnerabilidad

Este término involucra las potenciales afectaciones de un elemento que podría ocurrir a causa de un fenómeno de remoción en masa con una intensidad en particular. En este caso obedece a las características físicas del elemento potencialmente afectado, en desmedro de su valor económico. La vulnerabilidad suele cuantificarse entre 0% y 100% de daños (González de Vallejo *et al.*, 2002).

3. ANTECEDENTES

3.1. Marco morfoestructural

El margen tectónico donde se encuentra Chile se representa mediante la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Stern, 2004; Cembrano y Lara, 2009). Esta condición es la precursora, entre otros aspectos, del alzamiento de la Cordillera de los Andes, cordón montañoso que se extiende desde el norte de Colombia hasta el sur de Chile (Stern, 2004).

En el entorno del área de estudio, se distinguen tres grandes unidades morfoestructurales contiguas entre sí (Figura 3.1). De oeste a este: la Cordillera de la Costa, Valle Central (Cuenca de Ancud al sur de los 41°S) (Adriasola *et al.*, 2006) y la Cordillera Principal (Stern, 2004; Viel *et al.*, 2015).

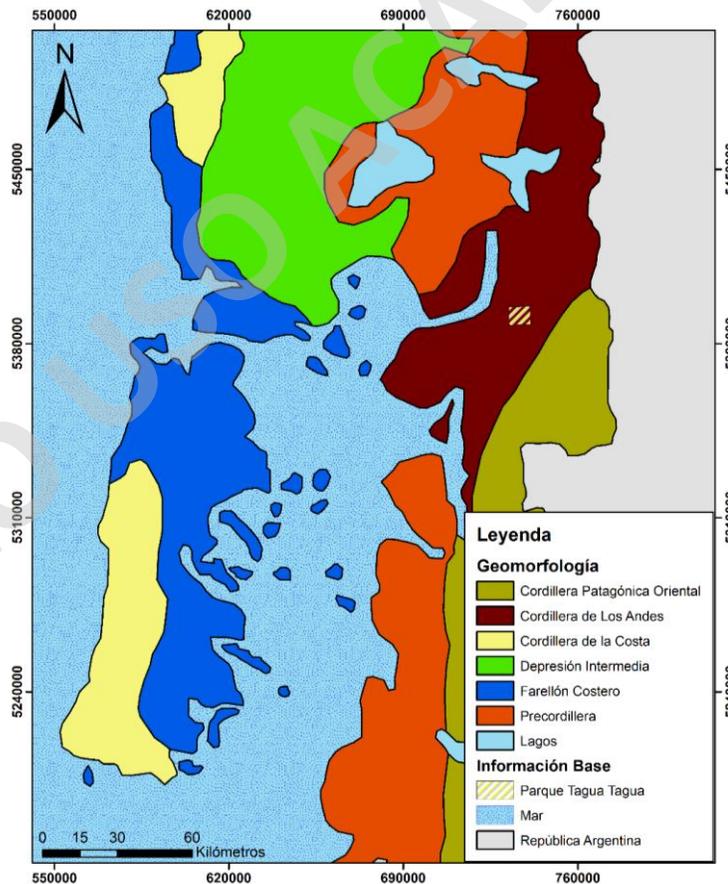


Figura 3.1. Principales rasgos morfoestructurales. De oeste a este: Cordillera de la Costa, Farellón Costero, Depresión Intermedia, Precordillera y Cordillera de Los Andes. Modificado de Instituto Geográfico Militar (IGM).

Una de las principales características que destacan en torno a la zona de estudio corresponde a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (López-Escobar *et al.*, 1995; Cembrano *et al.*, 1996), estructura de primer orden que se extiende por más de 1.200 km a lo largo de la Cordillera Principal. Este sistema de fallas de orientación NNE-SSW (Thiele *et al.*, 1986; Stern, 2004) se caracteriza por ser de intra-arco de rumbo dextral y es consecuencia de la convergencia oblicua que se da lugar entre los 37° y 47°S desde el Jurásico (Arancibia, 1999; Cembrano *et al.*, 2000; Rosenau *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007), cuya traza está representada en la Región de Los Lagos mediante la depresión topográfica donde se encuentra el Fiordo de Reloncaví (Thiele *et al.*, 1986).

3.2. Geología

Cercano a la zona de estudio se encuentran rocas orientadas esencialmente N-S de distintos tipos litológicos que destacan en la región. En la zona occidental, coincidente con la Cordillera de la Costa, dispuesta continuamente entre los 39°S y 42°S, se encuentra el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) (Duhart *et al.*, 2001). Litológicamente este basamento está constituido por esquistos pelíticos, metagrauvascas, esquistos máficos y, en menor proporción, por cuerpos máficos a ultramáficos que fueron emplazados tectónicamente (Figura 3.2).

La Depresión Central, ubicada inmediatamente al este de la Cordillera de la Costa se conforma por depósitos sedimentarios de origen glacial y fluvial (Figura 3.2). Estos corresponden a depósitos morrénicos, glaciofluviales y glacialacustres (Duhart, 2008), vinculados a las glaciaciones Llanquihue y Santa María durante el Pleistoceno Medio - Superior (Porter, 1981).

La Cordillera Principal, en la cual se encuentra la zona de estudio, está dispuesta con dirección N-S al este de la Depresión Central, se compone fundamentalmente por rocas intrusivas que conforman el Batolito Norpatagónico (BNP). Este batolito corresponde a múltiples intrusiones en los Andes Patagónicos entre Chile y Argentina y se encuentra en el segmento Norte del denominado Batolito Patagónico (BP), uno de los batolitos más grandes del mundo y que se extiende entre los 40°S y 56°S (Duhart *et al.*, 2000). El Batolito Norpatagónico sigue una tendencia en dirección N-S, desde los 40°S hasta los 47°S (Adriasola *et al.*, 2006). Las rocas que constituyen este grupo de cuerpos intrusivos oscilan desde dioritas hasta leucogranitos (Figura 3.2) del cual sus

edades van desde el Cretácico Inferior alto hasta el Mioceno (Cembrano, 1990; Pankhurst *et al.*, 1992). Algunos autores (*e.g.* Adriasola *et al.*, 2006) asocian el emplazamiento mioceno del Batolito Norpatagónico a un fuerte control estructural dominado por la ZFLO.

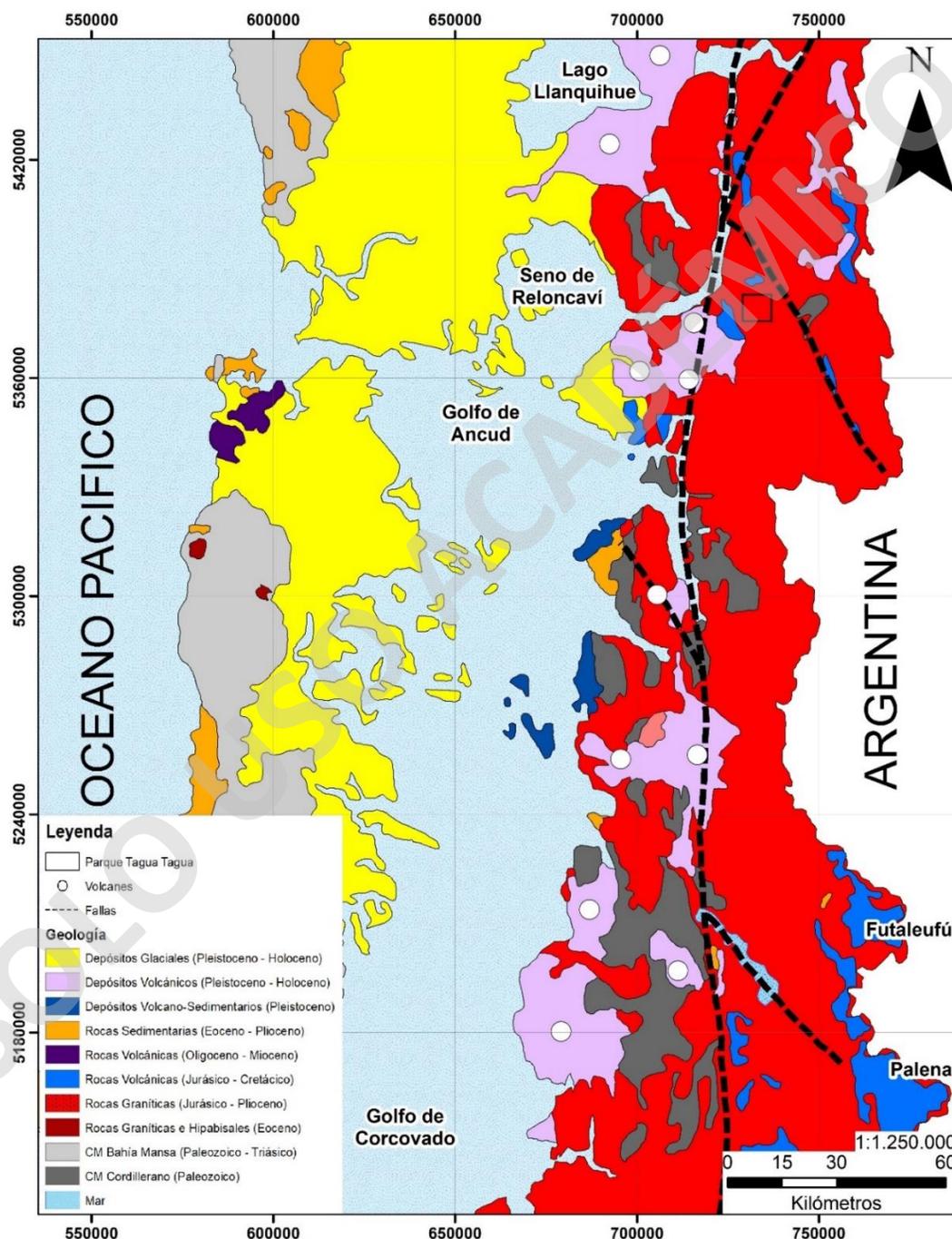


Figura 3.2. Distribución de rocas en la región de estudio. Se destaca que el Parque Tagua Tagua coincide con las rocas de la Cordillera Principal. CM: Complejo Metamórfico. Modificado de Duhart (2008).

3.3. Volcanes

Sobre la traza de la ZFLO, en la Cordillera Principal, se dispone un arco volcánico representado por la Zona Volcánica Sur (ZVS) que alberga 60 volcanes, diversos sistemas de calderas y una importante cantidad de Centros Eruptivos Menores (CEM) (Stern, 2004). Debido a diferencias geoquímicas de los productos volcánicos y variaciones en la orientación de los esfuerzos principales a lo largo de la ZFLO (López-Escobar *et al.*, 1995), se subdividió la ZVS en cuatro segmentos: Zona Volcánica Sur Norte (33°-34,5°S); Zona Volcánica Sur Transicional (34,5°-37°S); Zona Volcánica Sur Central (37°-41,5°S) y Zona Volcánica Sur Sureña (41,5°-46°S) (Stern, 2004; Cembrano y Lara, 2009). En el límite de estas dos últimas en donde se encuentra la zona de estudio (Figura 3.3).

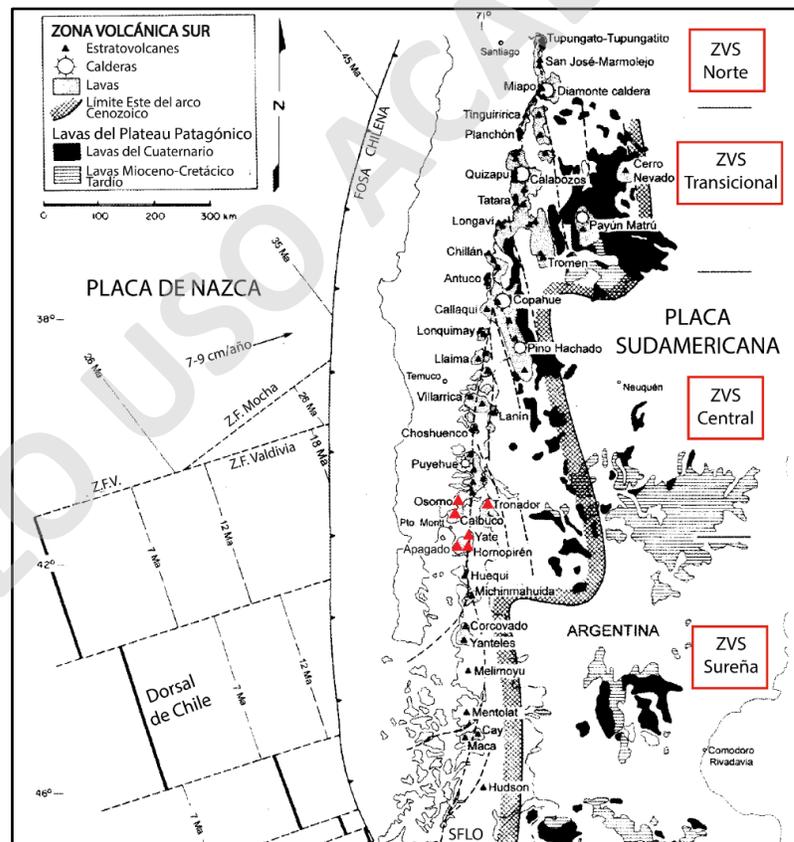


Figura 3.3. Contexto estructural y volcánico de la zona de estudio. Cuadros rojos remarcan la segmentación de la Zona Volcánica Sur en: norte, transicional, central y sureña. Los triángulos rojos se distinguen los volcanes cercanos a la zona de estudio. Modificado de Stern (2004).

En las proximidades del área de estudio se emplazan diversos volcanes, tales como el volcán Yate, Hornopirén y Apagado por el sur, mientras que hacia el norte destaca la presencia de los volcanes Calbuco, Osorno y Cerro Tronador, los cuales serán descritos a continuación.

El Volcán Yate es un estratovolcán que se encuentra sobre la ZFLO. Su edificio está constituido por lavas y rocas piroclásticas, sobre los que se disponen niveles de tobas, que evidencian colapsos post glaciales en dirección NE-SW durante el Holoceno. Además, tuvo un registro eruptivo en el año 1965 y posterior a ello se generaron remociones en masa producto de las intensas lluvias de verano durante ese mismo año (Watt *et al.*, 2009a).

El Volcán Hornopirén se encuentra situado en una cuenca transtensiva. Sus depósitos volcánicos corresponden a tefras de escoria vítreas centimétricas que han sido distribuidas de norte a sur en el sector (Watt, 2011). Según Sernageomin (2019, sitio web), la última actividad de este volcán se remota al 1835, sin embargo, no se conocen detalles acerca de esta erupción.

El Volcán Apagado constituye un cono monogenético de edad pleistocena cuyos depósitos corresponden a lavas andesíticos-basálticas (Watt *et al.*, 2011). Según el Mapa Preliminar de Peligros del Volcán Apagado, los productos volcánicos podrían afectar a la zona de estudio de acuerdo con su dispersión estacional (Mella, 2013).

El Volcán Calbuco es un estratovolcán de perfil irregular emplazado al oeste de la ZFLO durante el Pleistoceno Medio. Se ha registrado las siguientes erupciones históricas: 1912, 1917, 1921, 1961 y 2015 (Sernageomin, 2015) cuyas características son explosivas y con productos esencialmente andesíticos (Sellés y Moreno, 2011). Los peligros asociados a este volcán corresponden a la caída de piroclastos, coladas de lava y flujos de lahares (Lahsen *et al.*, 1985; Moreno, 1999).

El Volcán Osorno es un estratovolcán del Pleistoceno-Holoceno (Moreno *et al.*, 1985) cuyos depósitos corresponden a productos piroclásticos del Holoceno. Los principales peligros asociados a este volcán corresponden a los flujos de lava, caída de piroclastos, flujos laháricos y avalanchas de nieve, puesto que posee un importante glaciar en la cumbre del volcán (Moreno, 1999).

Finalmente, el Volcán Tronador es un estratovolcán mixto con predominio de erosión glacial. Sus productos volcánicos corresponden a lavas basálticas a andesíticas (Lara, 2001). Este volcán se encuentra inactivo (Villarosa *et al.*, 2008).

3.4. Clima

En la Región de Los Lagos existió una fuerte influencia de bajas presiones proveniente de los polos, por lo cual los climas fueron fríos y lluviosos durante el Pleistoceno Superior (Moreno, 1997). En el sector norpatagónico chileno el clima estuvo controlado por los vientos del oeste, que se dirigieron y colisionaron con la cadena andina y produjeron precipitaciones que superaron los 4.000 mm/año con isotermas relativamente bajas, pues las temperaturas eran 6 – 7°C más bajas que la actualidad, lo que conllevó a un predominio de la erosión glacial sobre la fluvial durante el pasado (Moreno, 1997; Glasser *et al.*, 2008).

Blumerg *et al.* (2008) explican que, en esta región, las condiciones climáticas e hidrológicas han sido cambiantes y han influido en los regímenes de sedimentación de los últimos 6 Ma, producto de los períodos glaciales e interglaciales. Los períodos de glaciación han dado origen a todos los fiordos presentes en la Patagonia Norte, además de haber definido las vías más importantes de transporte de sedimentos hasta el margen continental del sector.

Kilian y Lamy (2012) sugieren que las oscilaciones del clima durante el Holoceno han sido húmedas y frías, debido a una acentuación y expansión hacia el norte de los vientos del oeste, favoreciendo la extensión glacial durante el Último Máximo Glacial. Sin embargo, en la actualidad el anuario meteorológico de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) exhibe que, para diciembre de 2019, las precipitaciones acumuladas anuales fueron aproximadamente 1.600 mm en la estación de Puerto Montt, un 17% menos con respecto al año 2018 y un 6% menos que el promedio comprendido entre el 1981 y 2010.

La obtención del registro de las temperaturas medias fue realizada entre los años 2011 y 2015 (INE, 2016), con mínimas medias de -4,4°C en invierno y 28,9°C de máximas medias. En los períodos estivales el gradiente altitudinal es de 5,3°C/km. Para la cobertura nival se ha comprobado que se tiene una disminución significativa durante el período estival. Las mismas mediciones se han hecho con relación a la variación de la isoterma 0°C en el sector, concluyendo que estas muestran un aumento de 50 m por década (Aguayo *et al.*, 2019). Finalmente, para el caso de las precipitaciones, se muestra una disminución significativa para la cuenca del Río Puelo en el segmento chileno y lo sigue un importante período de sequía (Aguayo *et al.*, 2019). En la figura 3.4 se muestran las tendencias con relación a temperatura, cobertura nival y variaciones de la isoterma 0°C.

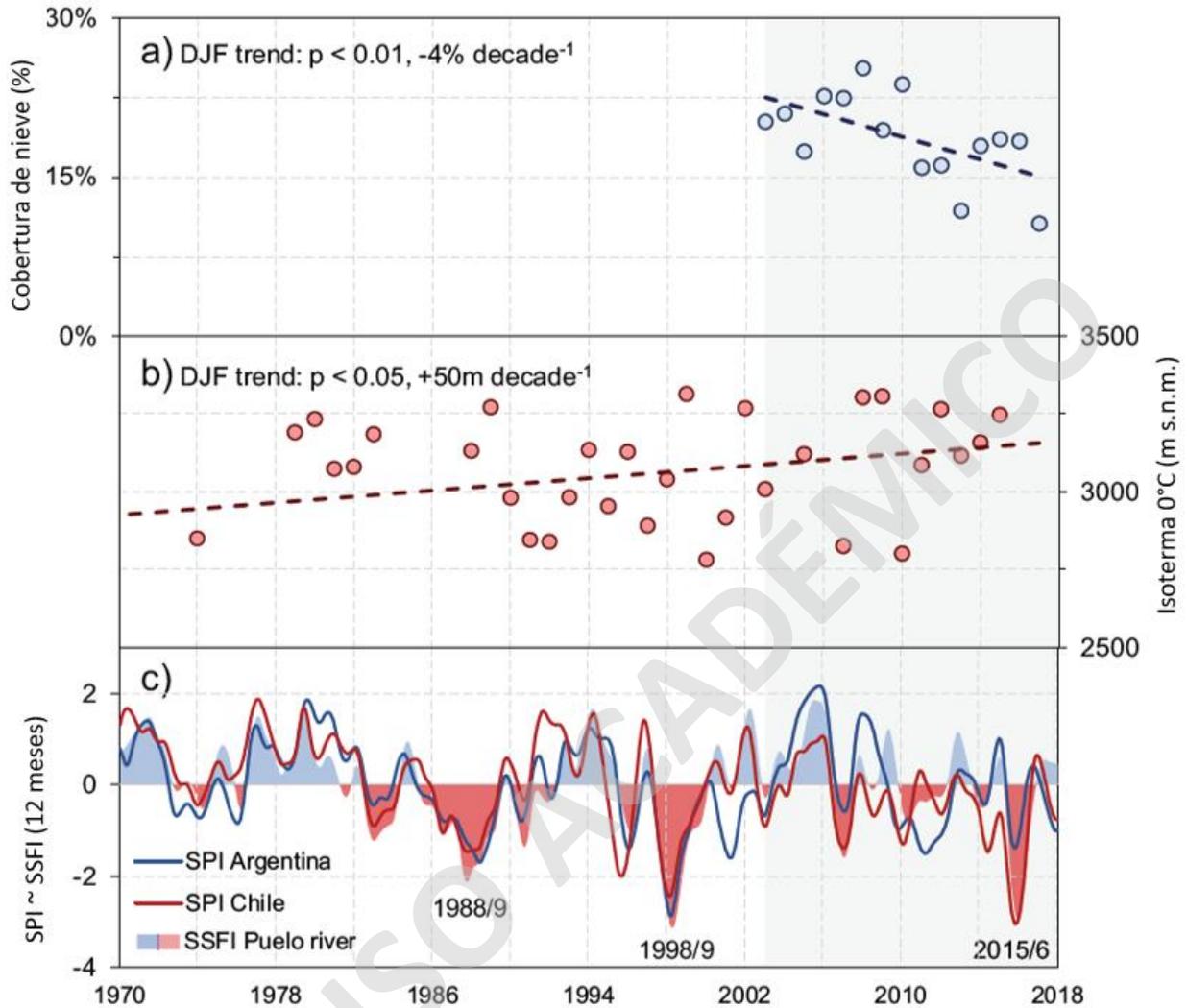


Figura 3.4. Análisis de precipitaciones, cobertura nival y altura de isoterma 0°C. a) Análisis de tendencias de la capa nival para los meses de verano, b) análisis de tendencia de isoterma 0°C obtenida a partir de la radiosonda de Puerto Montt, c) índice de caudal estandarizado (SSFI) y un índice de precipitación estandarizado (SPI) del Lago Puelo y Puerto Montt. Extraído de Aguayo et al. (2019)

3.4.1. Glaciaciones

La Región de Los Lagos es una de las zonas mayormente estudiadas con respecto al registro sobre las glaciaciones ocurridas a nivel global y el impacto que ha tenido en cuanto al desarrollo y comportamiento de los glaciares en la Cordillera Principal y sus alcances (Glasser *et al.*, 2008).

Los Andes del Sur son muy sensibles a las variaciones del clima, evidencia de aquello es que se han registrado 4 glaciaciones en el Pleistoceno: Glaciación Caracol, Glaciación Río Llico, Glaciación Santa María (260 – 132 ka) y Glaciación Llanquihue (75 – 14 ka) (Porter, 1981; Clapperton, 1993). Esta última es la que ha sido mayormente estudiada y registrada (Rabassa y Clapperton, 1990; Harrison y Glasser, 2011).

Durante la Glaciación Llanquihue, el cual corresponde al Último Máximo Glacial (UMG) y cuyo nombre deriva del lago homónimo donde se encuentran depósitos asociados al UMG, posee registros sobre distintas etapas de este período (Porter, 1981): Llanquihue I (70 – 65 ka), Llanquihue II (28 – 18 ka) y Llanquihue III (15 – 14 ka), sin embargo, esta última fue la menos extensa de las tres (Harrison y Glasser, 2011).

En esta etapa se registraron 4 avances glaciales: 30 ka, 20 ka, 19 ka y 13 ka. En el UMG, la línea de nieve se encontraba 1.000 m por debajo de lo que se encuentra actualmente (Porter, 1981; Clapperton, 1994; Harrison y Glasser, 2011). Hasta los registros del año 2006, la elevación media de la isoterma 0°C se encuentra en torno a los 2.325 m s.n.m (Carrasco *et al.*, 2008)

Los avances de los glaciares en la Región de Los Lagos se produjeron por el proceso de enfriamiento global denominado Glaciación Wisconsin. Sin embargo, se estima que estos son impulsados además por la migración hacia el este del frente polar, resultando en un aumento progresivo de las precipitaciones en esta región (Heusser, 1990; Lamy *et al.*, 2004).

La desglaciación comenzó cerca de los 13,5 ka (Mercer, 1982), en concordancia con un progresivo aumento de los niveles del CO₂ en la atmósfera mundial. Por lo tanto, consecuentemente también hubo un aumento de la temperatura, contribuyendo al derretimiento de las masas de hielo (Shakun *et al.*, 2015). A partir de lo anterior es que durante el siglo XX y mediante el calentamiento atmosférico medido, se estima que las variaciones climáticas han promovido los retrocesos frontales, disminuciones de área y adelgazamiento del hielo (Rivera *et al.*, 2002). Evidencias cercanas a la zona de estudio de lo mencionado anteriormente son los balances de masas realizados en los glaciares Casa Pangue (41°08'S/71°52'W) al norte del área de estudio, el cual ha retrocedido cerca de 2,7 km entre 1911 y 2007 y su tasa de adelgazamiento es del orden de $3,6 \pm 0,6$ m por año entre 1981 y 1998 (Rivera *et al.*, 2002; Masiokas *et al.*, 2009). Otra evidencia es al sur de la zona de estudio, el glaciar Michinmahuida (42°47'S/72°26'W), del cual se ha establecido que entre 1979

y 2011 ha disminuido un 18% del área del glaciar con una tasa de pérdida de 0,54 km² por año (Rivera y Brown, 2012).

3.5. Geomorfología

Las múltiples glaciaciones ocurridas en la región (ver apartado 3.2.3) han provocado que el paisaje modelado esté fuertemente influenciado por la erosión glacial, donde existen valles glaciales de largo y corto alcance, valles colgantes con paredes estriadas, grandes y pequeños depósitos morrénicos y fondos planos (Glasser *et al.*, 2008) que son reflejo de los sucesivos períodos de avances y retrocesos glaciales que predominaron durante el Pleistoceno Inferior-Medio en la mayor parte de los Andes Patagónicos (Duhart, 2008). El UMG se habría extendido hacia la costa pacífica hasta hace 18.000 o 19.000 años antes del presente (Villagrán, 1995) con la glaciación Llanquihue (Porter, 1981; Singer *et al.*, 2004). Los rasgos morfológicos de menor escala son los lineamientos glaciales, canales de aguas de deshielo, circos glaciales y *sandur*, que son reflejo del paso de grandes glaciares de piedemonte (Glasser *et al.*, 2008).

Además, Glasser *et al.* (2008) encontraron diferencias entre las morfologías glaciales que se encuentran en la Cordillera de la Costa con respecto a la Cordillera Principal. Diferenciaron que las morfologías originadas en la Cordillera de la Costa poseen un sistema de morrenas arqueadas, asociadas a glaciares occidentales de orientación esencialmente E-W, que formaron grandes lóbulos de piedemonte. Estos erosionaron y dieron origen a cuencas profundas y sus morrenas terminales (Figura 3.5), que configuran una serie de lagos actuales, tales como Llanquihue, Ranco y Rupanco. En contraparte, en la Cordillera Principal, donde se encuentra el área de estudio, los glaciares tenían una extensión más bien restringida, orientados con dirección esencialmente N-S y sus morrenas terminales son más pequeñas en comparación a las que se daban en la Cordillera de la Costa (Figura 3.5). Las morrenas y *sandur* de este segmento de la cordillera, son de “estilo alpino”, puesto que eran topográficamente limitados por profundos y estrechos valles.

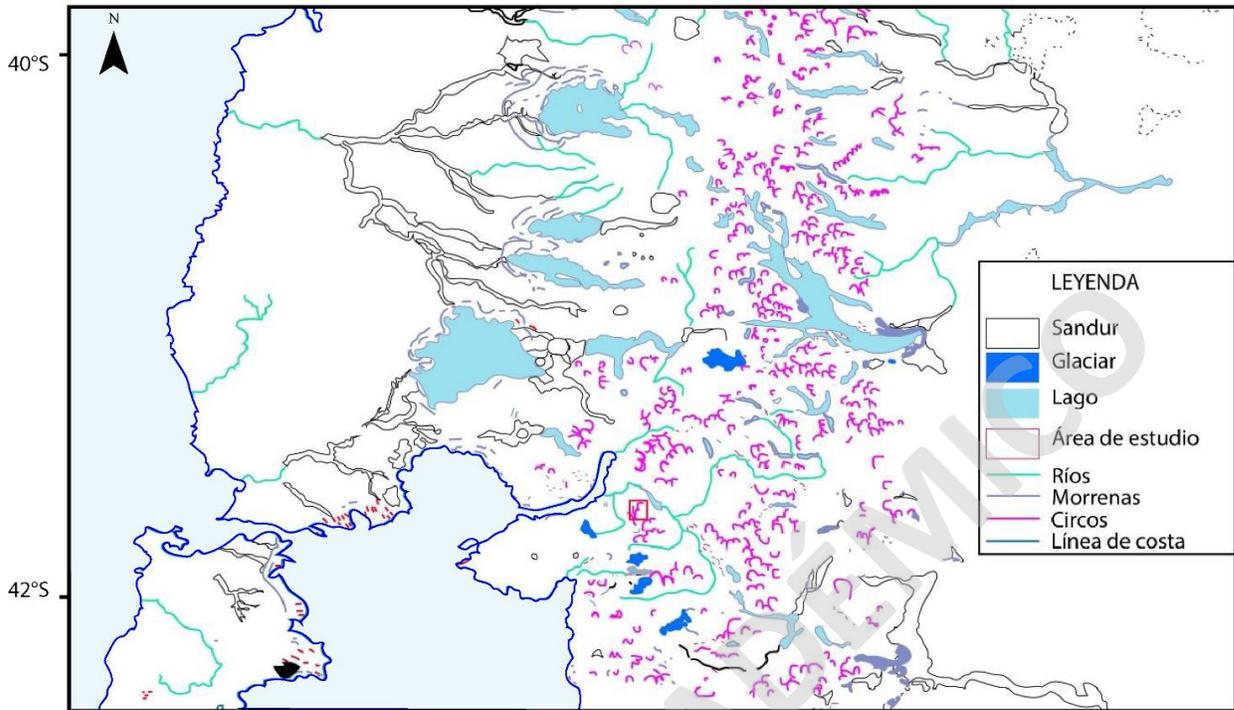


Figura 3.5. Rasgos asociados a la morfología glaciar. El recuadro en rojo indica la zona de estudio. Modificado de Glasser *et al.* (2008).

3.6. Marco geológico local

La zona de estudio se enmarca en el segmento occidental de la Cordillera Principal, en la Región de Los Lagos, específicamente entre las latitudes $41^{\circ}42'S$ y $41^{\circ}45'S$, aproximadamente a 12 km al este de la traza de la ZFLO. La zona se encuentra caracterizada por afloramientos de rocas plutónicas ácidas correspondientes al Batolito Norpatagónico (Duhart, 2008; Viel *et al.*, 2015).

3.6.1. Geología

Las rocas que conforman el Batolito Norpatagónico están constituidas fundamentalmente por rocas ígneas intrusivas de composición ácida, entre las que destacan: tonalitas, granodioritas (Pankhurst *et al.*, 1999) hasta granitos (Duhart, 2008). Se realizaron estudios geocronológicos (Pankhurst *et al.* 1999), resultando en la siguiente distribución de edades, de oeste a este: Cretácico Superior,

Cretácico Inferior, Eoceno, Mioceno Inferior. No obstante, Duhart *et al.* (2000) determinaron mediante U-Pb SHRIMP en circones magmáticos que la zona previamente determinada con edad cretácica media correspondería en realidad al Mioceno. Adicionalmente, Adriasola *et al.* (2006) y Adriasola y Stöckhert (2008) han relacionado la edad de los cuerpos intrusivos con su tasa de denudación y la deformación de estos, concluyendo que las tasas de erosión de los cuerpos intrusivos a lo largo de la ZFLO son de 0,7 a 3,1 mm/año y presentan foliaciones tanto tectónicas como magmáticas.

Duhart (2008) separa las rocas plutónicas del batolito en función de su posición geográfica con respecto a la traza de la ZFLO, dividiéndolo en los bloques occidental y oriental (Figura 3.6):

- Bloque occidental: compuesto por dioritas, tonalitas y granodioritas.
- Bloque oriental: compuesto por dioritas, tonalitas, granodioritas, leucogranitos y monzogranitos.

Unidad Diorítica Occidental: constituida por dioritas de hornblenda y biotita además de cuerpos grabroicos de hornblenda y piroxeno de menor tamaño. Las rocas de esta unidad se encuentran intruidas por las de las unidades tonalítica y granítica, además de diques basálticos y pegmatíticos.

Unidad Tonalítica Occidental: constituida por tonalitas foliadas y tonalitas de hornblenda y biotita. Estas rocas intruyen a la unidad diorítica y metamórfica y están cubiertas por rocas y depósitos volcánicos del Pleistoceno-Holoceno. Las rocas de esta unidad forman parte de los grupos Lago Chapo, Huequi-Chumildén, Chaitén y Tic-Toc/Santa Lucía.

Unidad Granítica Occidental: constituida por stocks, diques y filones manto de pequeño tamaño e intruyen a las unidades tonalítica y diorítica. Se aprecian también enjambre de pegmatitas, aplitas, diques y filones manto dacíticos asociado a los stocks graníticos.

Unidad Diorítica Oriental: constituida por dioritas de hornblenda, corresponde a la unidad más antigua del sector oriental siendo intruida por las más jóvenes. Lo anterior está evidenciado por inclusiones de esta unidad dentro de las más nuevas. Las rocas de esta unidad forman parte de la Unidad Cochamó.

Unidad Tonalítica Oriental: constituida por tonalitas y tonalitas orientadas de hornblenda y biotita. La orientación es evidencia de foliación magmática, dada la orientación de los minerales ferromagnesianos. Las tonalitas afloran de forma semicontinua en un segmento N-S, mientras que

las orientadas lo hacen en las cercanías de la ZFLO. Esta unidad es equivalente con la Unidad Cascajal en sectores cercanos al Estuario de Reloncaví (Carrasco *et al.*, 1991).

Unidad Granítica Oriental: constituida por granitos de biotita y por algunos cuerpos de granodioritas de hornblenda y biotita. Las rocas de esta unidad se encuentran delimitados al este de los plutones tonalíticos. Las relaciones de contacto indican que los granitos se originaron de forma coetánea con las tonalitas. Además, estos plutones intruyen a formaciones del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y son intruidos por las rocas de las unidades leucograníticas y monzograníticas.

Unidad Leucogranítica Oriental: constituida por leucogranitos de biotita, se encuentra aflorando en contacto con las unidades dioríticas y tonalíticas.

Unidad Monzogranítica Oriental: constituida por monzogranitos de biotita y hornblenda subordinada. Se encuentra intruyendo a las rocas de las unidades volcánicas y sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el segmento oriental de la Cordillera Principal.

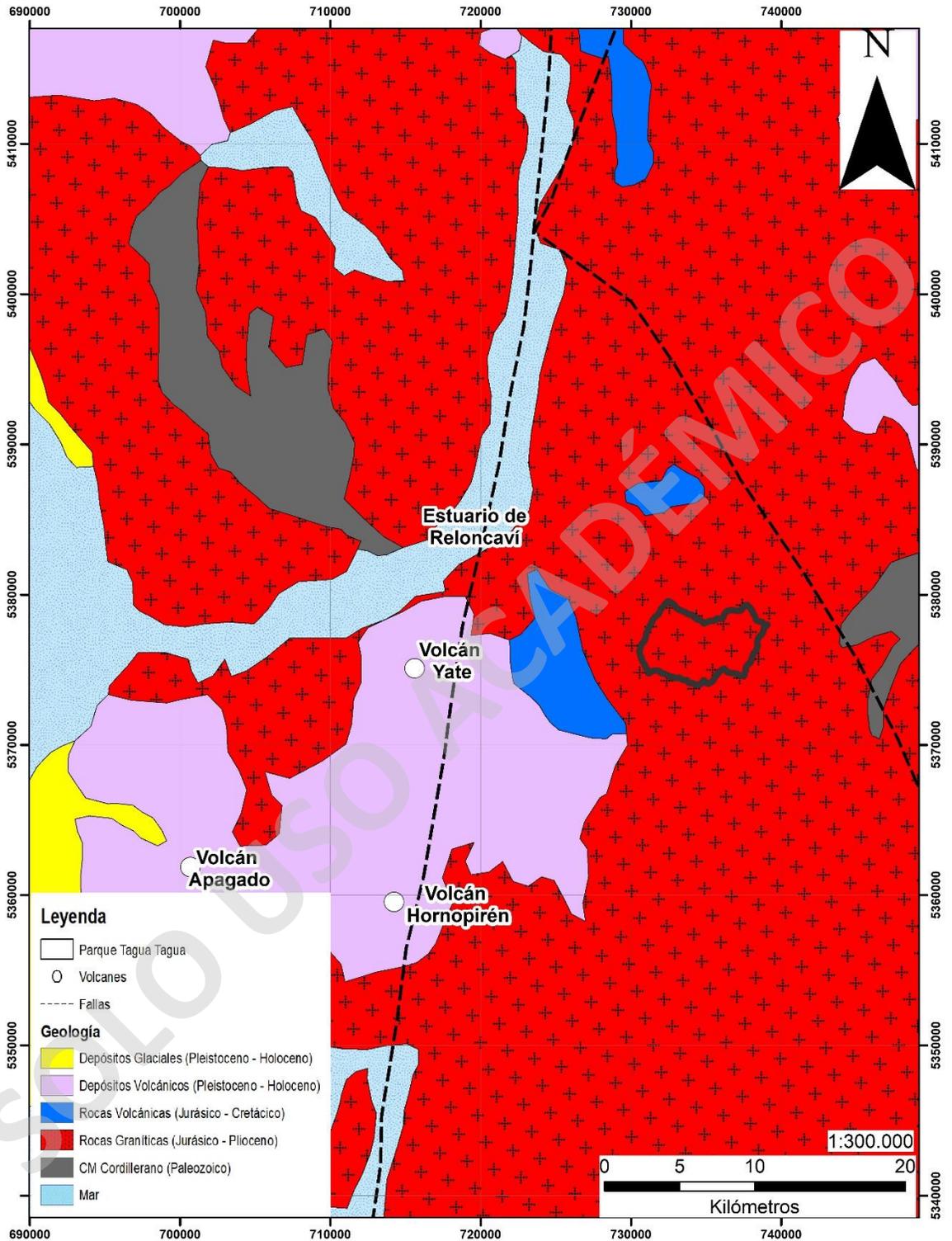


Figura 3.6. Exposición de las rocas que se encuentran cercanas al Parque Tagua Tagua. La línea de falla con dirección N-S corresponde a parte de la ZFLO. De esta forma se dividen las rocas intrusivas en los dominios occidental y oriental. CM: Complejo Metamórfico. Modificado de Duhart (2008).

3.6.2. Hidrología

La zona de estudio se encuentra en la cuenca del Río Puelo y sus redes de drenaje tributan hacia el Río Puelo, el cual corresponde a una cuenca hidrográfica de 8.817 km² que nace en el Lago Puelo (Argentina) y tras recorrer 120 km desemboca en el estuario de Reloncaví. Su régimen se compone de aportes pluviales y nivales (Fitzek, 2014), además, posee una importante contribución del Río Manso. Su caudal medio es de 644 m³/s medidos en las cercanías de la desembocadura del estuario de Reloncaví (Urrutia *et al.*, 2005).

Este río posee fuertes fluctuaciones en su régimen, oscilando entre los 150 y 3.590 m³/s (Viel *et al.*, 2015). Sus máximos niveles de caudal promedio se dan en invierno (850 m³/s), y luego hay un segundo nivel alto en período de primavera tardía, producto del derretimiento de nieve (760 m³/s) (León-Muñoz *et al.*, 2013).

3.6.3. Vegetación

Las condiciones climáticas del sector favorecen el desarrollo de una espesa vegetación que se caracteriza por ser nativa y prístina. En cuanto a las lluvias que se originan en la zona, dan cuenta de la presencia de densos y diversos bosques templado-lluviosos (de los Ríos *et al.*, 2014).

El sector presenta una vegetación semidensa a densa de variadas alturas, entre de 2 a 32 m, distribuidas en la zona. Según la Biblioteca del Congreso Nacional (BCN), los ecosistemas presentes cercanos al sector de estudio son de carácter templado higromórfico y subantártico patagónico.

Dentro de la zona de estudio destaca la selva valdiviana, que se presenta desde la zona costera de la región hasta la cordillera, entre ellos destacan elementos de la flora como: *Fitzroya cupressoides* (Alerce) (50,3%), *Nothofagus dombeyi* (Coihue) y *Saxegothaea conspicua* (Mañío) (30,5%), *Nothofagus nítida* (Coihue de Chiloé) y *Podocarpus nubigena* (Mañío de hojas punzantes) (19,2%) (Registro Nacional de Áreas Protegidas, 2020).

3.6.4. Remociones en Masa

En el Parque Tagua Tagua no se han estudiado los fenómenos de remociones en masa. Sin embargo, se han realizado trabajos en sectores aledaños. Náquira (2009) estudió la susceptibilidad de remociones en masa cercanas a Hornopirén, donde se identificaron caídas de rocas, flujos de detritos, deslizamientos de roca y suelo. De 72 remociones en masa identificadas, 39 correspondían a caída de rocas y/o deslizamientos, donde parece consistente el relacionarlas con zonas de alta pendiente. Finalmente, Náquira (2009) determina que la zona de estudio es susceptible a sufrir procesos de remociones en masa.

Sepúlveda *et al.* (2011) relacionan el alto grado de susceptibilidad de deslizamientos en el sector de Hornopirén con la combinación de pendientes escarpadas producto de la erosión glacial y fallas presentes. Estos deslizamientos serían activados mediante actividad sísmica o intensas lluvias, condición que predomina en la región de estudio. Eventos sísmicos superficiales y asociados a la ZFLO, junto con actividad eruptiva como el Volcán Hornopirén o Yate podrían ser potenciales gatillantes de remociones en masa en el ámbito local.

Además, en las costas del Fiordo Comau se han realizado estudios de susceptibilidad de remociones en masa (Molina, 2016; Albornoz, 2018), los cuales concluyen que la zona es altamente susceptible a la ocurrencia de procesos de remoción en masa producto de la accidentada geografía, la presencia de diversos sistemas estructurales estrechamente espaciados y la existencia de la ZFLO.

Se ha recopilado la información rescatada de Sernageomin (2019) con relación a la ocurrencia de remociones en masa en la región. Los movimientos en masa más abundantes corresponden a los deslizamientos de suelo. Sin embargo, cabe destacar que estos estudios se enfocan básicamente en la Depresión Central, que posee características geomorfológicas y geológicas distintas al Parque Tagua Tagua, pues este último se encuentra en segmento oeste de la Cordillera Principal. La Figura 3.7 muestra la distribución del registro de remociones en masa identificadas por Sernageomin (Recuperado 2019) y da cuenta de la falta de información hacia la Cordillera Principal.

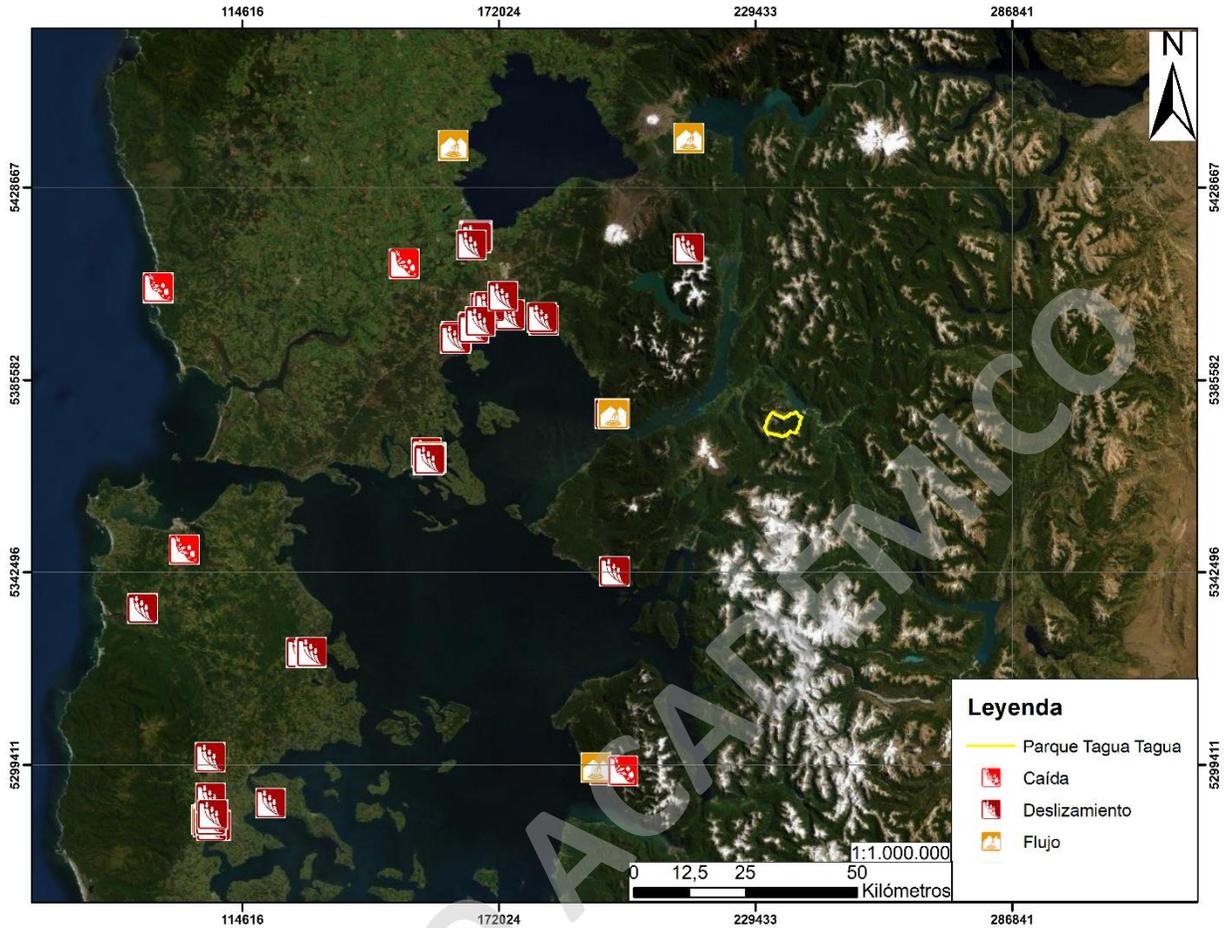


Figura 3.7. Distribución de remoción en masa identificadas e inventariadas. Extraído del catálogo de remociones en masa a nivel nacional de portalgeo.sernageomin.cl. Extraído agosto, 2019.

3.6.5. Sismos

En el sector se pueden desarrollar diversos tipos de sismos, los cuales corresponden a: interplaca (entre la placa Nazca y placa Sudamericana); intraplaca (dentro de la placa Sudamericana) y corticales (relacionados generalmente a fallas dentro del continente y de poca profundidad).

De acuerdo con la Norma Chilena de la Construcción (NCh 433), el área de estudio al encontrarse en el segmento occidental de la Cordillera Principal se vincula a la Zona 1, la cual define aceleraciones sísmicas máximas de 0,2g en el foco del punto de afectación (Figura 3.8).

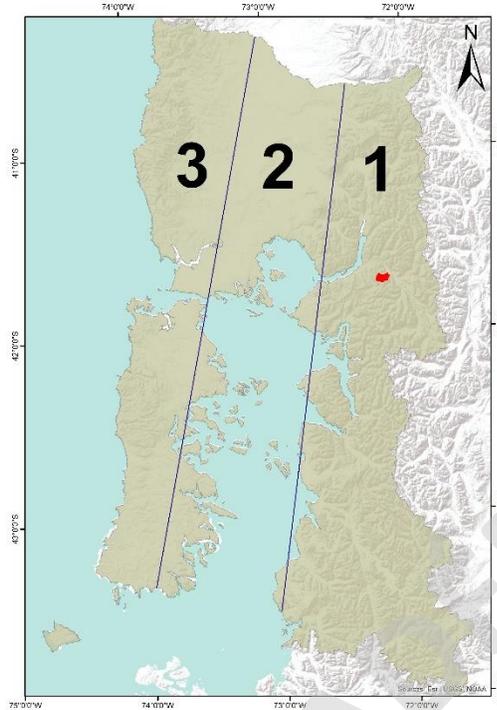


Figura 3.8. Categorización de zona sísmica de acuerdo con NCh 433 con el área de estudio, polígono rojo representa la ubicación de la zona de estudio. Extraído de Norma Chilena de la Construcción, versión modificada, (2009).

El último sismo de mayor magnitud registrado en la Región de Los Lagos ocurrió el 25 de diciembre de 2016, cuya magnitud fue de 7,6 Mw. El epicentro ocurrió 41 km al suroeste de la comuna de Quellón ($43,406^{\circ}\text{S}$; $73,941^{\circ}\text{W}$), a una profundidad aproximada de 38 km (USGS, 2016). Este tipo de sismo fue clasificado como interplaca. Dada la magnitud del movimiento, fue capaz de generar distintos tipos de procesos de remoción en masa en la ciudad de Quellón, entre los que destacan: caída de rocas, deslizamientos de suelo y flujos de barro desencadenados por licuefacción (Sernageomin, 2016).

Con relación al Parque Tagua Tagua, este se ubica aproximadamente a 12 kilómetros al este de la ZFLO. En esta última no se ha registrado actividad sísmica relevante. Sin embargo, sí pueden ser de magnitud suficiente para generar la activación de procesos de remoción en masa. En la Tabla 3.1 y Figura 3.9 se muestran algunos sismos corticales, información extraída de la *National Information Earthquake Center* (NEIC), que podrían estar relacionados la ZFLO.

Tabla 3.1. Datos sísmicos relacionados a la actividad de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui. Extraído de National Earthquake Information Center (NEIC), 2019.

Sismos asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui				
	Fecha	Ubicación	Profundidad	Magnitud (Mw)
1.	02/09/1975	41,645°S; 71,904°W	33	5,1
2.	24/05/2008	42,047°S; 72,325°W	10	4,6
3.	24/05/2008	42,025°S; 72,206°W	10	5,0
4.	24/05/2008	41,957°S; 72,187°W	9,4	5,4
5.	29/05/2008	41,945°S; 72,185°W	9,7	4,5
6.	31/05/2008	41,970°S; 72,190°W	9,3	4,4
7.	07/07/2008	42,056°S; 72,498°W	7,8	4,0
8.	20/01/2009	42,085°S; 72,445°W	19	4,8
9.	22/04/2015	42,291°S; 72,726°W	10	4,6

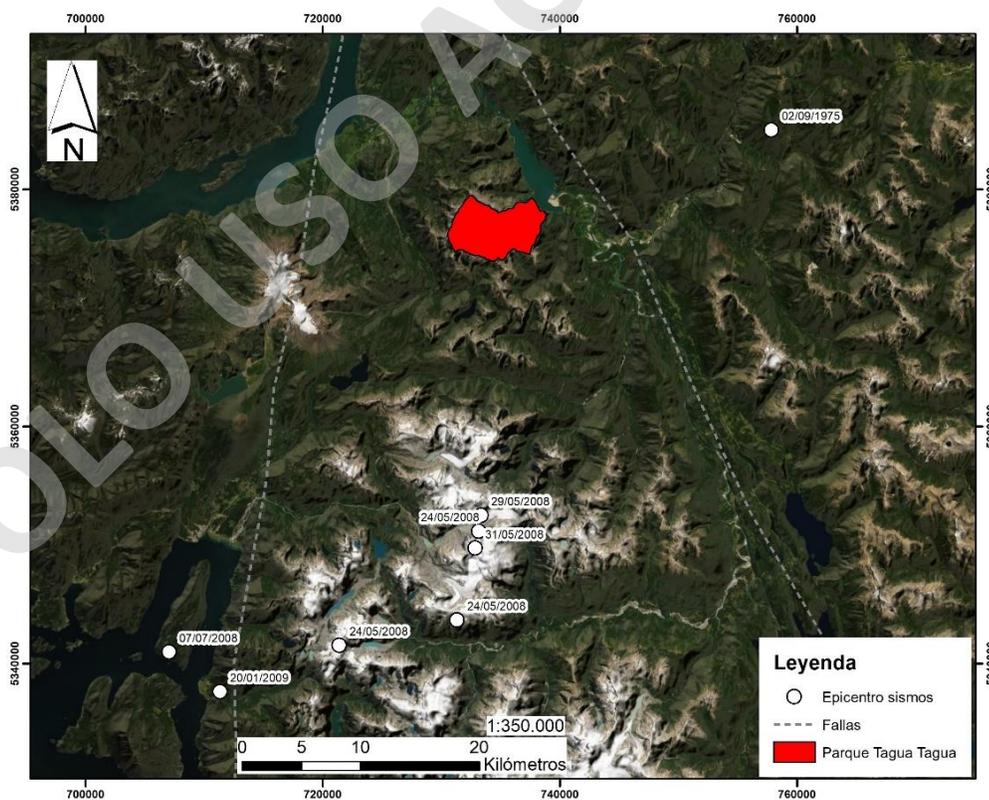


Figura 3.9. Ubicación de sismos asociados a la ZFLO. En morado, la ubicación de la zona de estudio. Imagen Esri, Digital Globe, Geoeye.

4. RESULTADOS

En el presente capítulo se exponen los resultados del trabajo realizado entre los días 28 de febrero y 4 de marzo del año 2019 en los puntos de observación dentro del Parque Tagua Tagua (Figura 4.1). Dicho trabajo correspondió principalmente a la obtención de información geológica, geomorfológica y de remociones en masa, utilizando las metodologías descritas en el Capítulo 1.

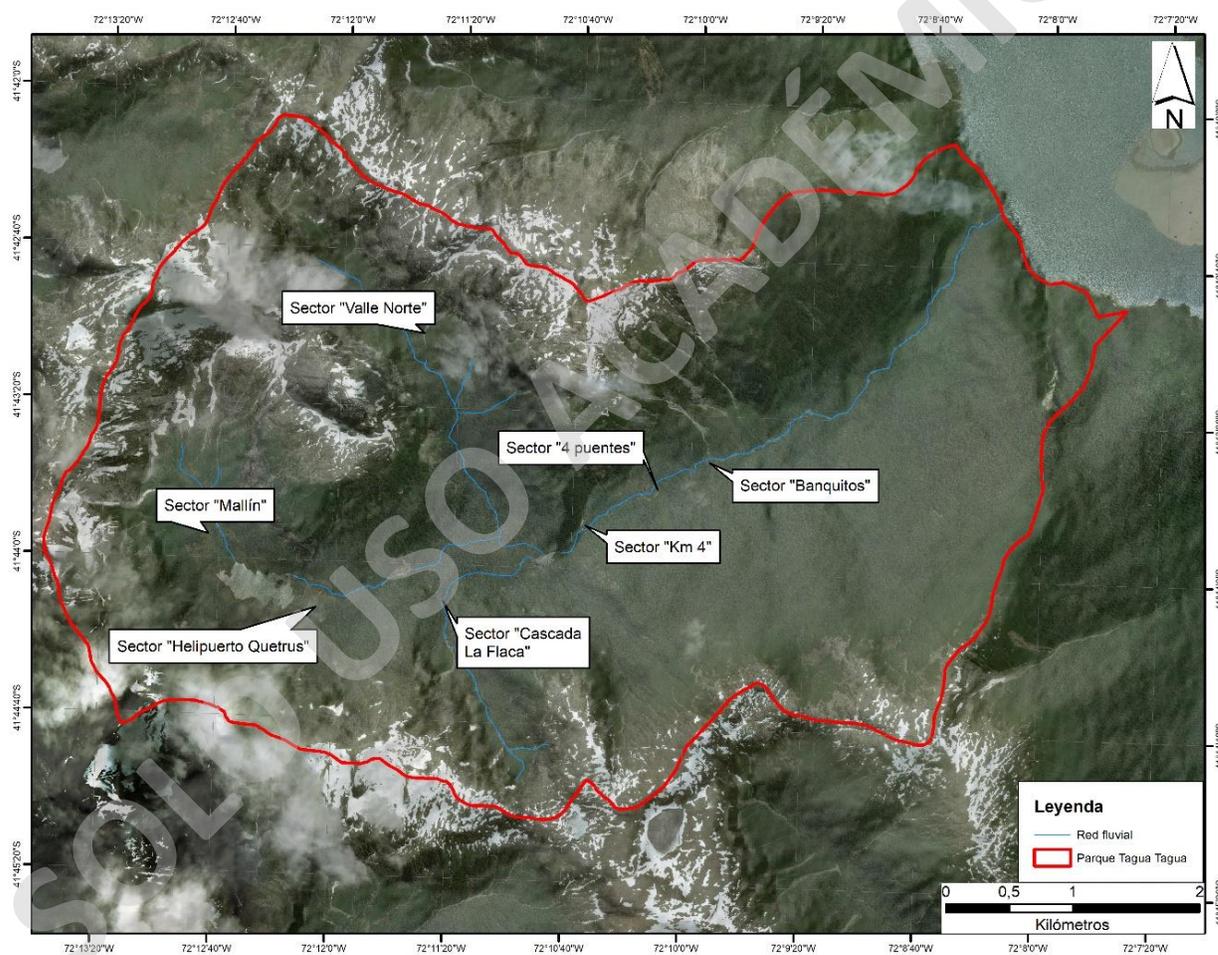


Figura 4.1. Puntos de observación y cartografiado de geomorfología y remociones en masa.

4.1. Generalidades

Como se ha mencionado anteriormente (ver apartado 3.2), la zona de estudio se encuentra en el segmento occidental de la Cordillera Principal. El Valle Quetrus, principal valle de la cuenca se extiende por cerca de 8 km. Tiene una orientación N-S en su segmento superior, mientras que aguas abajo lo hace con dirección NNE-SSW. El otro valle que se presenta en el sector, denominado Valle Norte, posee una extensión de aproximadamente 2,5 km y se orienta en dirección NNW-SSE. Este último confluye al Valle Quetrus, desaguando finalmente en el Lago Tagua Tagua desde este último valle.

Las redes de drenaje que se presentan en la zona se encuentran encajonadas en los valles anteriormente descritos. Estas se caracterizan por ser de régimen *perenne* y su caudal depende del agua de deshielos y de las precipitaciones que ocurran en el sector. Se presentan también redes efímeras que confluyen a los cauces principales. Estas se distribuyen homogéneamente por todo el parque, descendiendo desde las laderas con pendiente pronunciada. Además, se espera que su régimen se vea aumentado en temporadas de precipitaciones invernales y disminuya en períodos estivales (Aguayo *et al.*, 2019).

La altura del valle oscila aproximadamente desde los 190 m s.n.m. hasta los 1.550 m s.n.m. que correspondería a la divisoria de aguas. En el valle principal se aprecia un desnivel topográfico importante posiblemente debido a la presencia de fallas de aproximadamente 100 m en los límites donde confluye el Valle Norte con el Valle Quetrus. Estos cambios bruscos de la red hídrica influirían en la energía gravitacional, en el caso de eventuales flujos.

En cuanto a las pendientes del sector, se caracterizan por ser generalmente altas, oscilando entre los 15° y los 35° aproximadamente. Además, presenta quiebres significativos en toda el área de estudio, mostrando zonas escarpadas que pueden llegar a superar fácilmente los 60°. El fondo del valle presenta pendientes bajas que llegan hasta los ~10°-12°, salvo sectores particulares que superan dicha pendiente.

Las rocas se componen únicamente de tonalitas de hornblenda pertenecientes a la Unidad Cascajal que son intruidas por diques de composición basáltica (Guajardo, comunicación personal). Estas litologías se encuentran afectadas por fallas y fracturas que constituyen desprendimientos y aportan

material detrítico a los valles del parque. En cuanto a suelos, de acuerdo con las observaciones de campo, poseen espesores que no superan 1 metro de potencia, y se alojan fundamentalmente en las partes bajas de las laderas y fondos de valles, los que a su vez corresponden a depósitos de remoción en masa del tipo caídas, deslizamientos planos y flujos.

Asociadas a las características del paisaje mencionadas anteriormente, a continuación, se presentan las formas de erosión y deportación vinculadas a la actividad glacial, fluvial y de procesos gravitacionales.

4.1.1. Morfologías de erosión glacial

Circo glacial: Se distingue en los orígenes de los valles glaciales, tanto en el sector Mallín como en el Valle Norte. En ella se aprecian formas de laderas escarpadas, semi-circulares, con un importante nivel de excavación y estrechas valle abajo (Figura 4.2), correspondiendo así a las cabeceras de ambos valles y en su apertura se orientan con dirección sureste. En el sector del Valle Norte, dentro de la morfología de circo más significativa existe otro circo de menor orden, lo que supondría más de un estadio glacial que originó un circo sobre otro más antiguo, siendo este circo de menor orden uno de los últimos en alojarse en la zona. Actualmente dichas morfologías carecen de cantidad significativa de hielo, sin embargo, es una zona propicia para la acumulación nival en estaciones invernales.

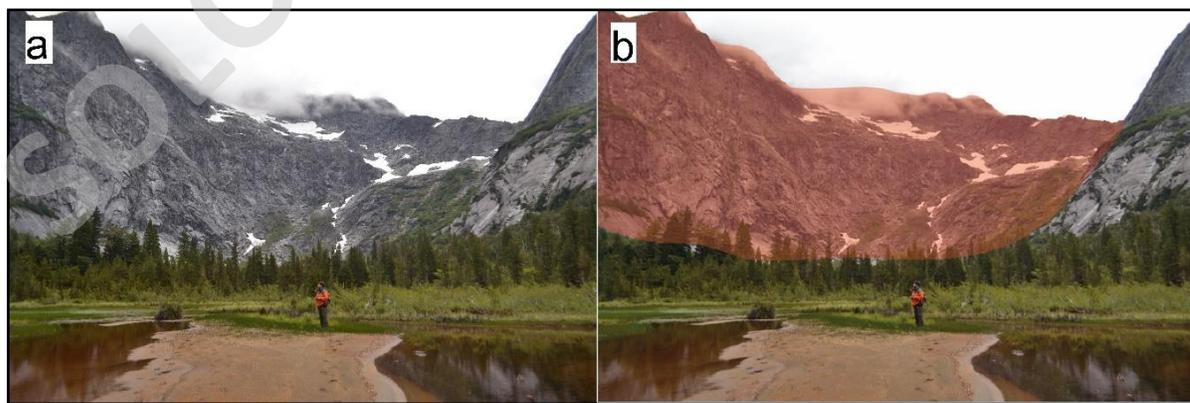


Figura 4.2. Circo glacial del valle Quetrus. a) imagen sin editar, b) paredes escarpadas y semi-circulares que denotan la forma del circo.

Estrías glaciales: Se aprecian en la ladera norte del Lago Quetrus y en Sector 4 Puentes. En el Lago Quetrus, se distinguen las hendiduras métricas alargadas de forma sub-horizontal y poco profundas relacionadas al avance glacial en el afloramiento pulido de rocas intrusivas (Figura 4.3). Además, se orientan con dirección NW-SE valle abajo, dando cuenta de la dirección de avance glacial. La altura máxima en que se encuentran estos lineamientos son en el sector Lago Quetrus, que se encuentra a unos 300 m de altura con respecto al fondo actual del valle. Para el caso del sector 4 Puentes fueron identificadas a unos 150 m de altura. Sin embargo, este sector se encuentra fuertemente afectado por procesos gravitacionales del tipo deslizamientos planos o caída de rocas, lo que pudo haber removido la evidencia de estrías en sectores más altos de las laderas de esta zona (Figura 4.4).

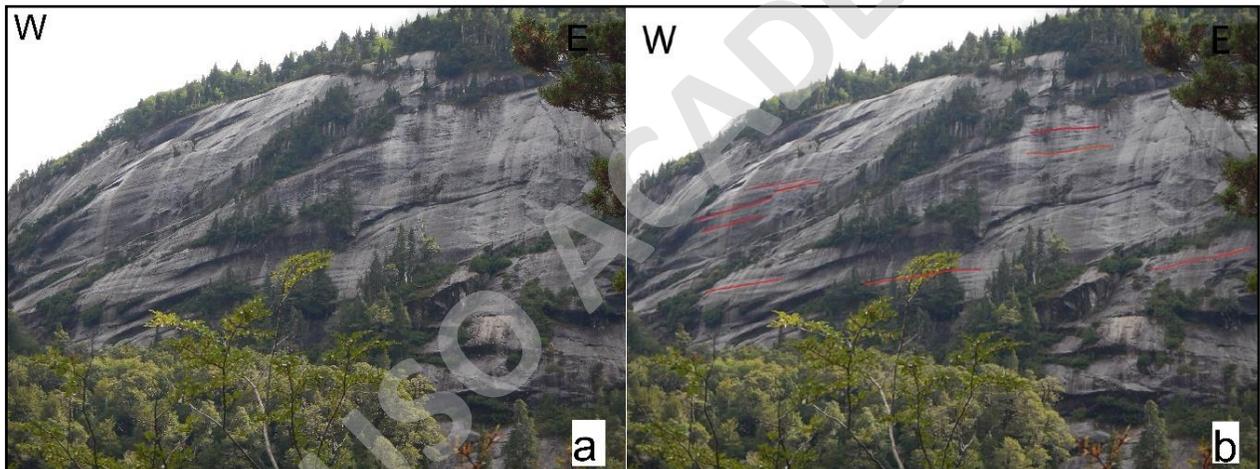


Figura 4.3. Estrías glaciales en sector Lago Quetrus. a) imagen sin editar, b) líneas en rojo destacan la presencia y orientación de las estrías glaciales.

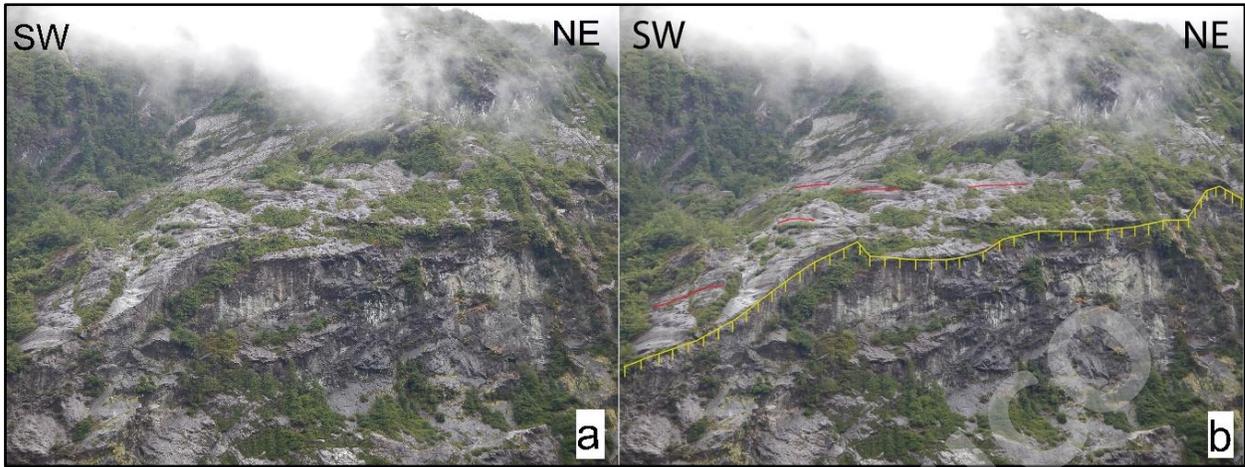


Figura 4.4. Estrías glaciales sector 4 Puentes. a) imagen sin editar, b) líneas en rojo destacan la presencia y orientación de las estrías glaciales. La línea amarilla representa la zona escarpada que podría representar la corona de caída de rocas.

Arista o Col: Se ha reconocido como una zona topográficamente alta y estrecha con forma de cresta prominente que se encuentra separando los valles glaciales Quetrus y Norte (Figura 4.5). La arista posee orientación SE, coincidente con la migración glacial. Desde esta cresta parecen originarse procesos gravitacionales como caída de rocas hacia el sector del Valle Quetrus, donde los depósitos parecen tener alcance local y depositarse sobre la meseta que se encuentra justo al sur de la arista.



Figura 4.5. Arista o col sector Mallín. Imagen satelital Geoeye de Esri (2018) donde la línea en rojo representa la arista que separa los dos valles glaciales.

Nichos de nivazón: En el segmento más alto de la ladera sur del Valle Quetrus se han apreciado depresiones poco profundas y semi-circulares asociadas a la acumulación nival estacional (Figura 4.6). A partir de esta morfología se generan redes de drenaje efímeras que tributan al cauce principal. Se han reconocido depósitos de flujos en la zona donde tributan estas redes *perennes* con el cauce principal.

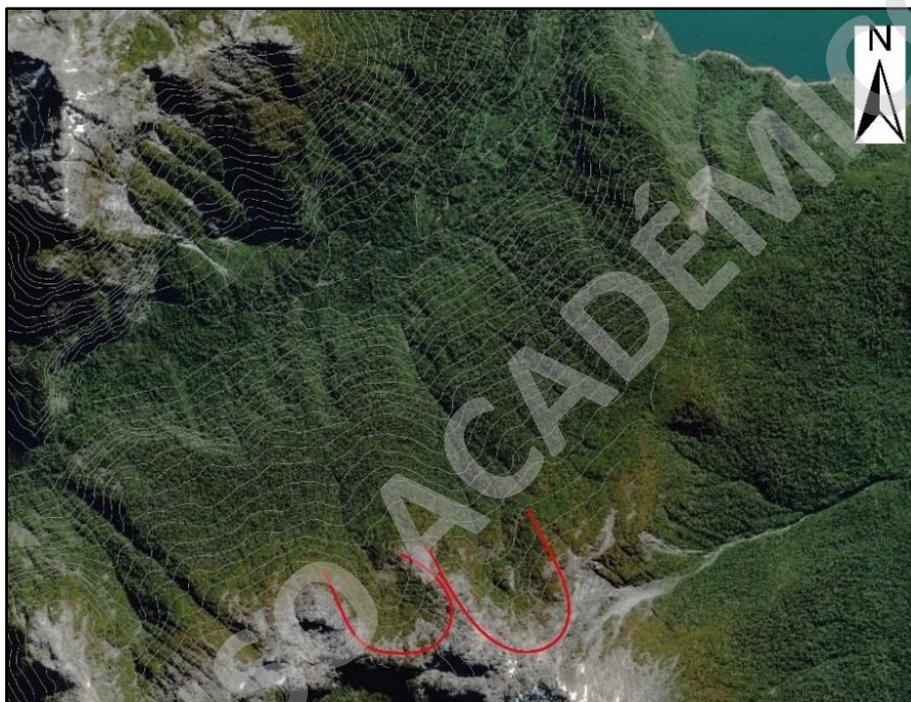


Figura 4.6. Nichos de nivazón. Líneas en rojo dan cuenta de nichos de nivazón en la ladera Sur del Valle Quetrus.

Verrou glaciaire: Corresponde a un obstáculo geomorfológico donde el lecho rocoso ha disminuido su ancho y altura debido a que ha resistido mejor la erosión glacial. Este se ubica hacia la cabecera de Valle Norte, se aprecia que el fondo del circo glacial se encuentra colgado con respecto al valle que le da forma. Sin embargo, entre ambos aspectos, existe el *verrou* que da conexión al fondo del circo con el valle. El mecanismo de erosión que da forma al *verrou glaciaire* radica en que la masa del glaciar desciende por zonas que menos resistentes a la erosión, situación que da cuenta de lo que ocurre tanto al norte como al sur del lecho rocoso con esta morfología. Por otra parte, aguas arriba de este macizo rocoso, se genera una depresión topográfica donde se acumula masa glacial dada la resistencia que ofrece la roca. Es por lo anterior que se genera una

pequeña depresión topográfica en la zona inmediatamente detrás del *verrou*. Esto ha sido denominado una forma singular (Figura 4.7).

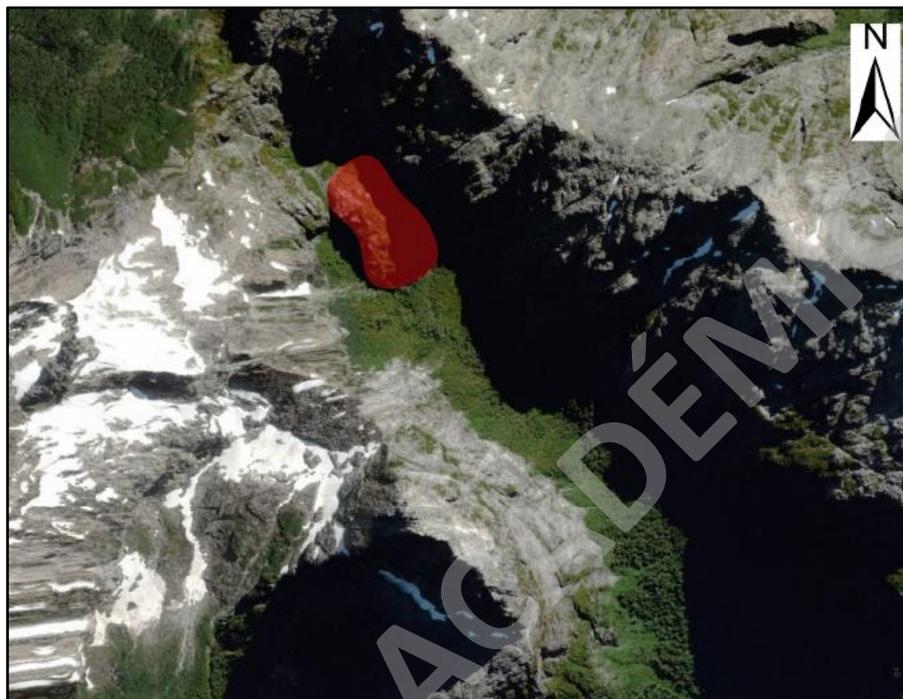


Figura 4.7. *Verrou glaciaire* en sector Valle Norte. El polígono en rojo indica la zona donde se encuentra el *verrou*.

Roche Mountoneé: Corresponde a la interpretación de un macizo rocoso que se encuentra interrumpiendo la morfología del valle glacial del sector más bajo del Valle Quetrus (Figura 4.8). Este cuerpo de roca se encuentra inmediatamente al norte del Lago Alerce y posee una altura mínima de 200 m. Tiene una pendiente suavizada valle arriba y abrupta hacia abajo (Figura 4.9), por lo tanto, da cuenta de que la masa glacial se pudo haber montado sobre este cuerpo de roca y una vez superado su umbral topográfico, cae abruptamente, controlando la erosión a ambas partes del macizo rocoso. Por otra parte, parece tener un control importante sobre la apertura del valle más abajo, pues desde este sector, aguas abajo, el valle es aún más estrecho en comparación que lo que ocurre en el sector del Lago Quetrus, aguas arriba. Puesto que este cuerpo se encuentra completamente cubierto de vegetación, la interpretación de la forma se sustenta en el análisis de imágenes satelitales y del modelo de elevación digital (Figura 4.9).



Figura 4.8. Roche mountoneé sector Lago Alerce. El polígono en rojo indica el área estimada de la morfología.

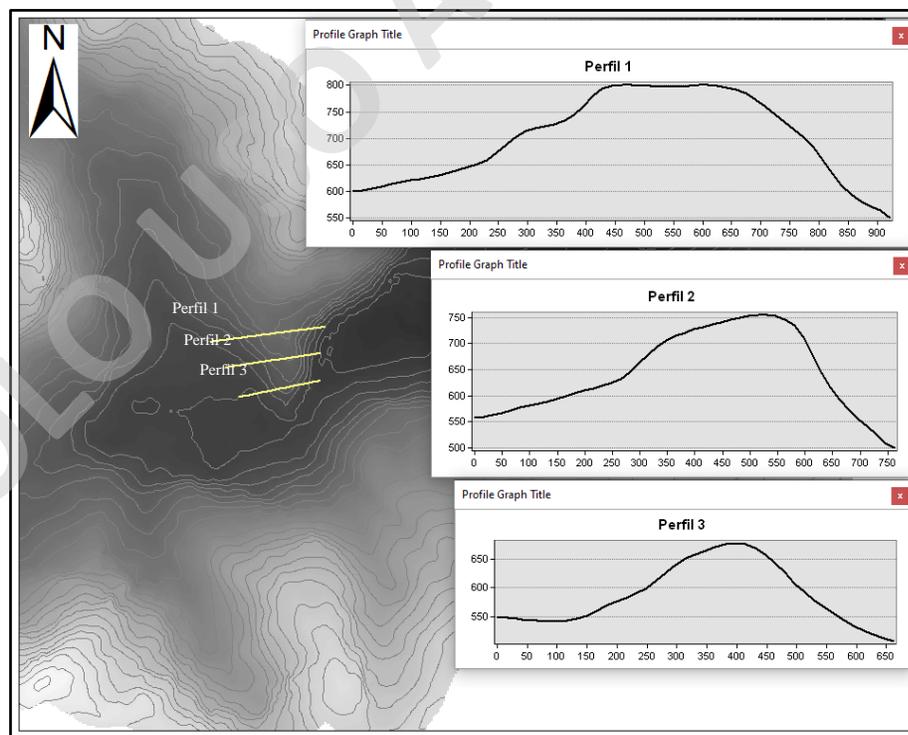


Figura 4.9. Perfiles realizados en roca interpretada como Roche Mountoneé. Las líneas amarillas corresponden a las trazas de los perfiles.

Artesa glacial: Su evidencia se preserva en la vertiente sureste del Valle Quetrus, desde el refugio Alerce hasta aproximadamente la desembocadura con el Lago Tagua Tagua. En ella se aprecian variaciones en la geometría de la ladera, presentando así tramos convexos de la pendiente (Figura 4.10), mismo sector donde se modela la morfología en U en su sección transversal. Además, justamente donde cambia la geometría de la ladera se evidencia el inicio de la actividad de flujos de detritos y deslizamientos planos de roca, como también existen cauces fluviales efímeros (Figura 4.11) provenientes de los nichos de nivazón que se encuentran topográficamente más alto.

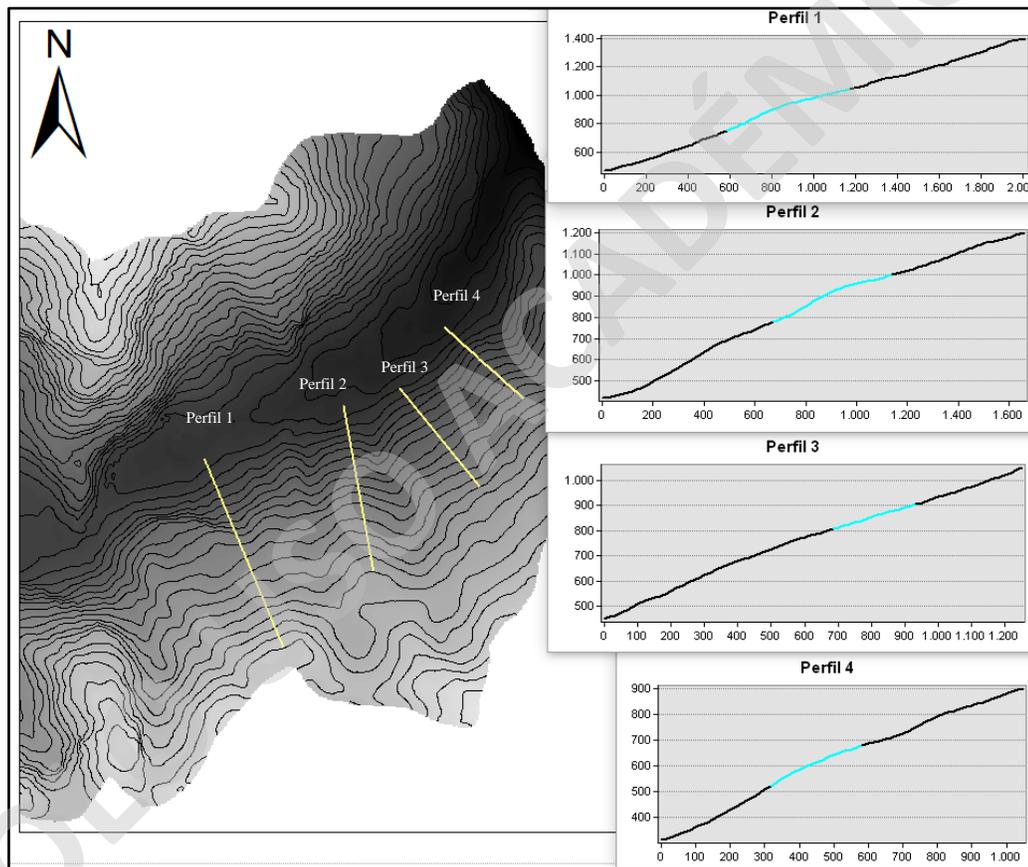


Figura 4.10. Perfil transversal de artesa glacial. Las líneas amarillas representan las trazas de los perfiles adjuntos. Las líneas celestes de los perfiles muestran la convexidad de la ladera.

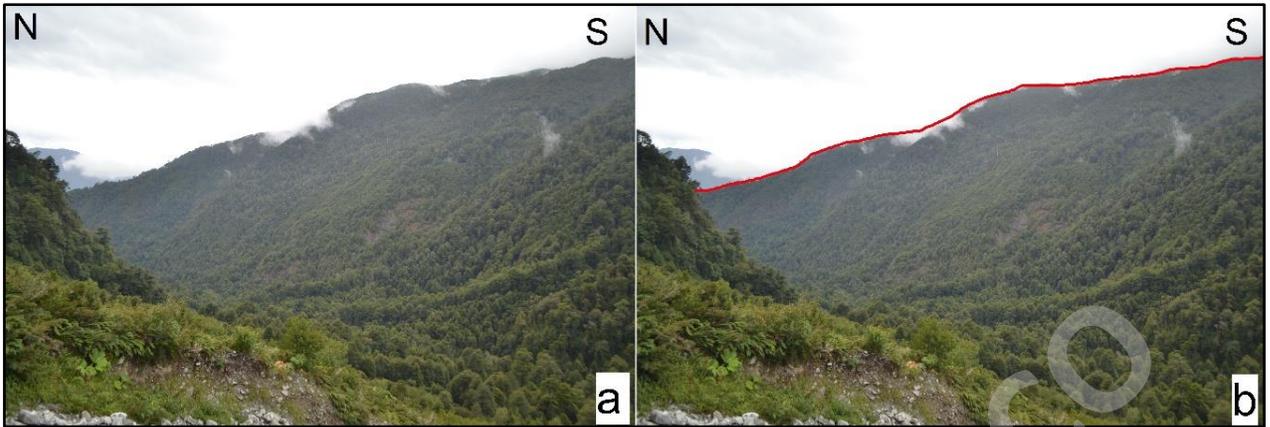


Figura 4.11. Ubicación de artesa glacial. Vista hacia la ladera Sur del Valle Quetrus. Línea en rojo representa la zona donde se encuentra el nivel máximo de la artesa glacial y su cambio de pendiente.

Escarpes: Reconocidos como quiebres importantes en la topografía (Figura 4.12), poseen zonas de muy alta pendiente donde se expone el macizo rocoso. Estas morfologías generalmente representan las zonas de arranque de fenómenos tales como caída de rocas y deslizamientos planos de roca. Al encontrarse expuestos en conjunción con un importante nivel de fracturamiento, podrían aún ser fuente de futuros depósitos de ambos procesos de remoción en masa mencionados anteriormente. Los perfiles denotan el cambio brusco en la pendiente de estas laderas (Figura 4.13).

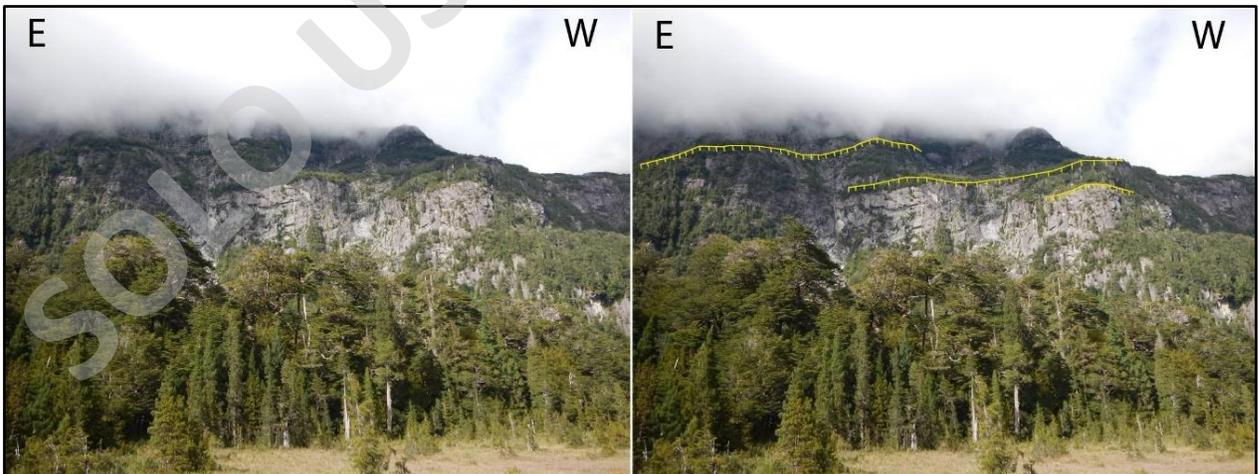


Figura 4.12. Escarpes sector Mallín. Las líneas amarillas representan los escarpes que se presentan en la zona.

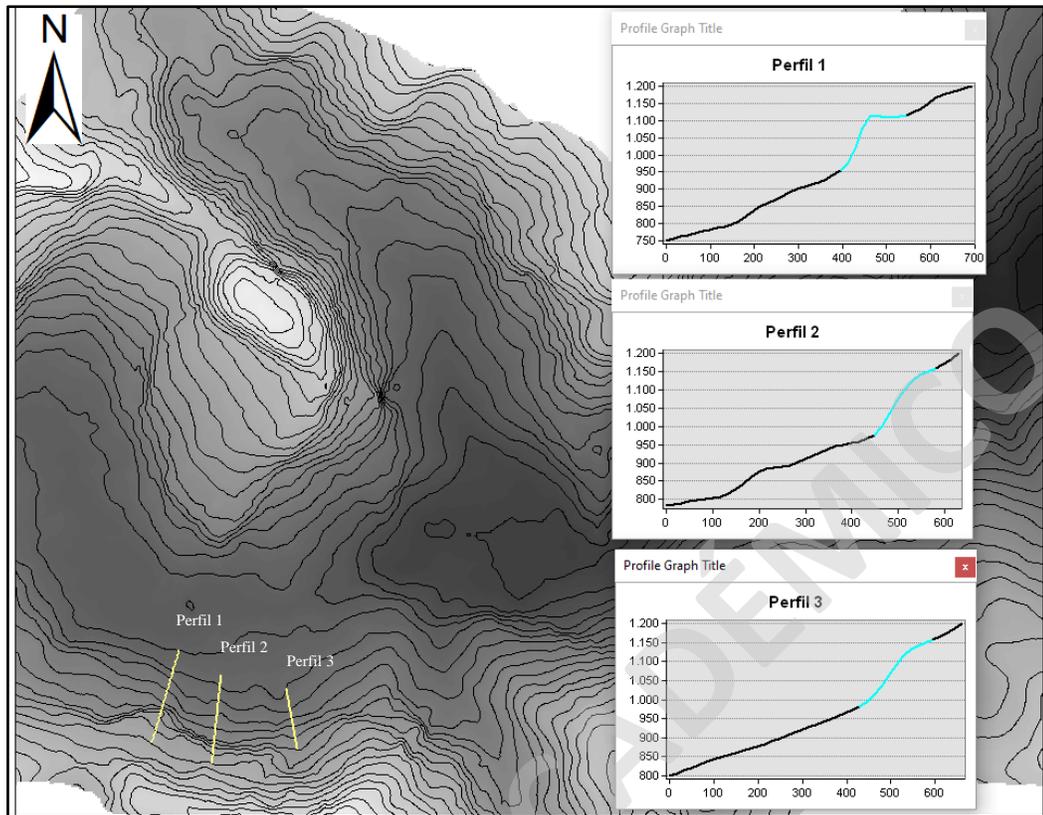


Figura 4.13. Perfil transversal escarpes sector Mallín. Líneas amarillas representan las trazas de los perfiles adjuntos. Líneas en celeste denotan la brusca convexidad de la ladera.

4.1.2. Formas de depositación fluvial

Estas formas han sido observadas en el sector Mallín. Se reconoce a las orillas del Lago Quetrus en un llano topográfico (Figura 4.14), donde se conserva como forma de delta, pues la granulometría del material se constituye fundamentalmente de arenas finas a medias. De esta zona se extrajeron muestras de sedimentos tanto sobre como bajo el agua. Los códigos de las muestras corresponden a 190302-4 y 190302-5. Los resultados del análisis se señalan en el apartado 4.4.

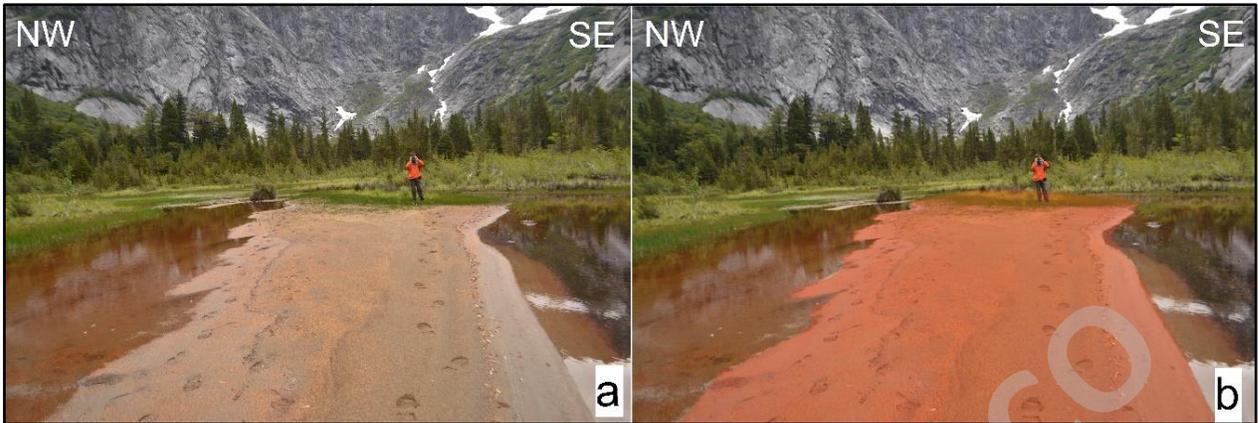


Figura 4.14. Depósitos fluviales en las orillas del Lago Quetrus. a) imagen sin editar, b) en rojo la zona de planicie arenosa. Desde este sector se extrajeron muestras 190302-4 y 190302-5 para análisis granulométrico.

4.1.3. Fallas y lineamientos

Se distinguen fallas y lineamientos estructurales debido a la presencia de discontinuidades tanto dentro del parque como en sus alrededores (Figura 4.15). Las fallas más relevantes cartografiadas poseen orientación NW y fueron inferidas durante la campaña de búsqueda de yacimientos metalíferos en el sector (BRGM-Sernageomin, 1995). Las estructuras mayores mencionadas anteriormente son de gran extensión, pues regionalmente hay una relación de la orientación de las estructuras y estas se encuentran oblicuas a la orientación de la ZFLO. Además, estas guardan estrecha relación con la orientación de los valles glaciales tanto a escala regional en la Cordillera Principal como a escala local, en particular en Valle Norte. A escala local, las zonas presentan denso fracturamiento caracterizado por ser plano y sin la presencia aparente de alteración, relleno u oxidación, mantean con diferentes grados y orientaciones. Sin embargo, se da la particularidad de que la dirección del manto es a favor de la ladera, por lo tanto, son estructuras que condicionan la ocurrencia de fenómenos gravitacionales en el área de estudio (Figura 4.16).

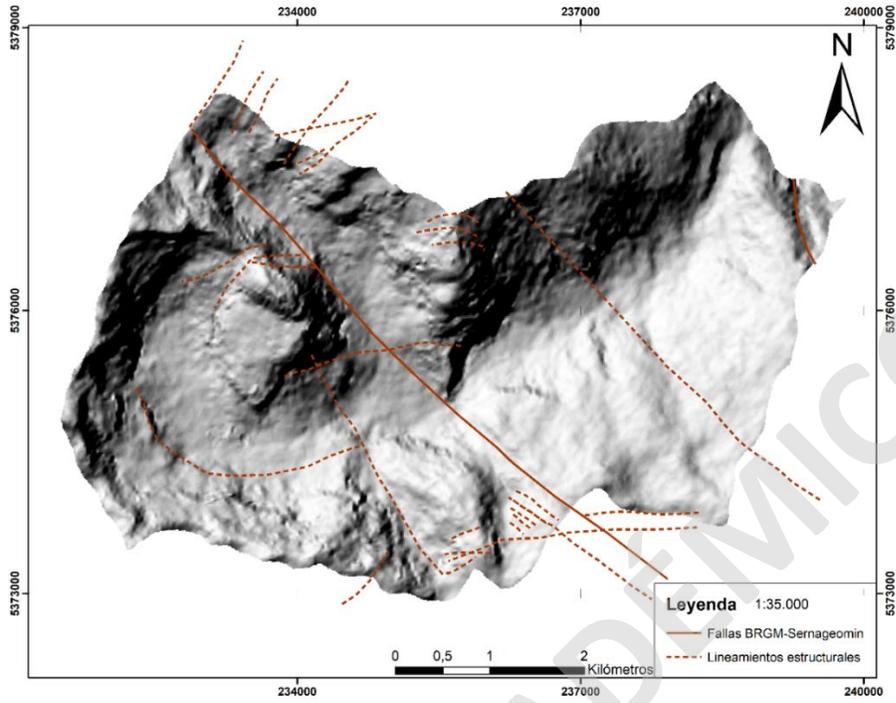


Figura 4.15. Fallas y lineamientos estructurales fotointerpretados en el área del Parque Tagua Tagua.

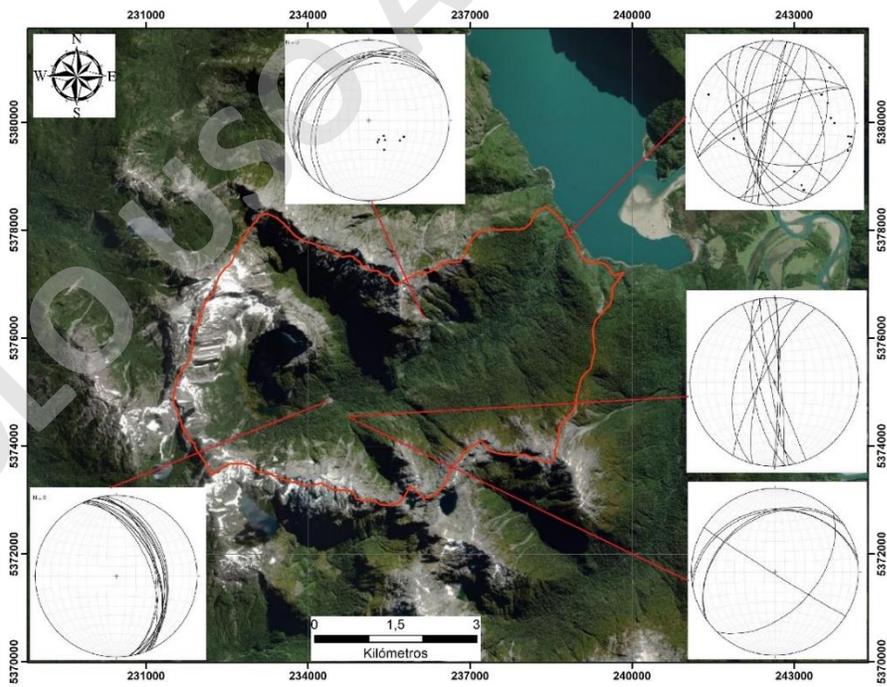


Figura 4.16. Ploteo de planos de fracturas. Contorno en rojo es el límite del Parque Tagua Tagua.

En la ladera sur del sector Valle Norte es posible apreciar fracturamiento conjugado en las rocas intrusivas (Figura 4.17). Estas poseen dirección NE-SW y se extienden hasta el valle principal. Los procesos de remoción en masa de tipo deslizamientos y flujos de detritos, se vinculan, en su mayoría, directamente con la existencia de fracturas en la zona.

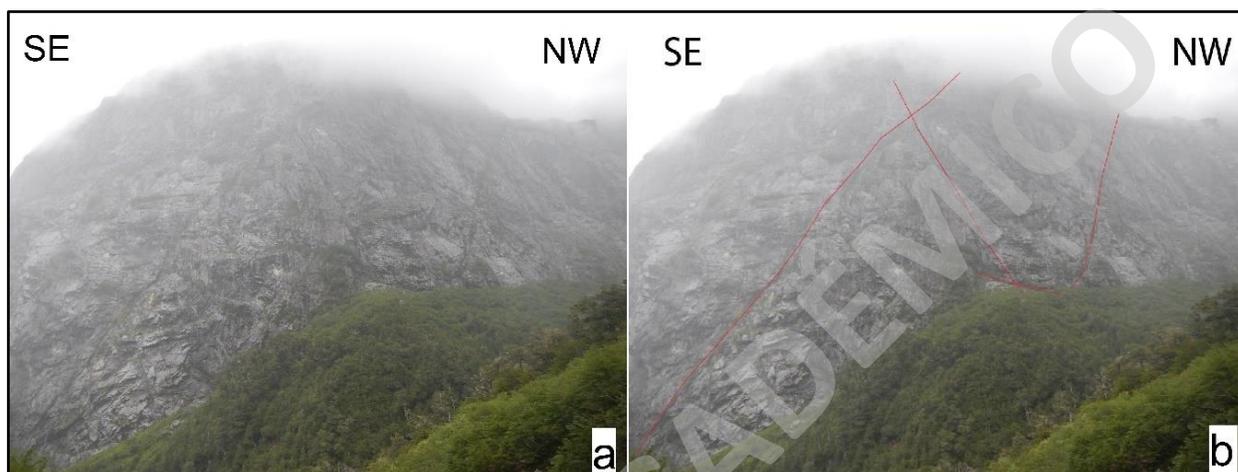


Figura 4.17. Lineamientos estructurales en Valle Norte. Líneas en rojo muestran el fracturamiento en las tonalitas de hornblenda con diferentes direcciones. a) imagen sin editar; b) detalle de las estructuras reconocidas.

Por otra parte, a escala de ladera, las rocas se encuentran densamente fracturadas. Generalmente estas poseen un manteo a favor de la ladera, son planas, de larga extensión, sin relleno aparente (Figura 4.18) y con cambios de dominios estructurales a escala local. Debido a lo anterior, es que se genera una situación favorable para la ocurrencia de caída de rocas y deslizamientos planos de roca. En sectores del fondo del Valle Quetrus, es posible identificar depósitos asociados a deslizamientos, estos principalmente alojados al pie del talud donde se encuentran dichas discontinuidades.

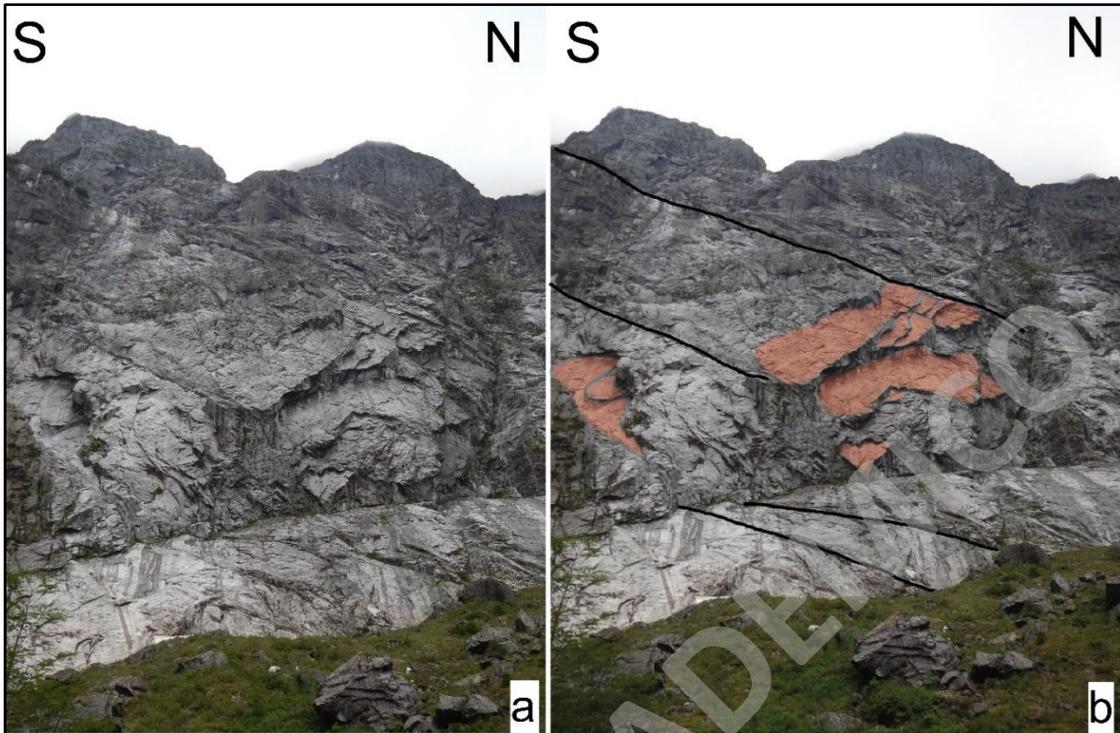


Figura 4.18. Sector Mallín, se aprecian rocas intensamente fracturadas. Los polígonos en rojo muestran los distintos planos de fractura de la ladera. Las líneas negras muestran las fracturas a escala de ladera que afectan a las rocas del sector.

4.2. Depósitos de remoción en masa

Dentro del estudio geomorfológico se ha dado énfasis a las formas presentes de los procesos de remoción en masa que han ocurrido en el pasado. Se han identificado, con diversas temporalidades relativas, depósitos de caída de rocas, deslizamientos planos de roca y flujos de detritos.

4.2.1. Caída de rocas

Se encuentran presentes en el sector Cascada La Flaca, donde se han reconocido depósitos conformados por bloques sub-angulosos que superan los 3 m mientras que los de menor tamaños corresponden a arena fina. La pendiente de la ladera donde se ubica la cascada posee pendiente promedio de 85° y una altura de ~ 30 m (Figura 4.18). Los fragmentos de mayor tamaño se asocian a caída de rocas y la angulosidad de estos se debe a la probable cercanía con su área fuente. La

zona donde se ubican los depósitos de este tipo de fenómeno es de baja pendiente, por lo que es posible que sea la ubicación final de los bloques desprendidos de las laderas adyacentes.



Figura 4.19. Depósitos de caída de rocas en cascada La Flaca. a) muestra los bloques métricos depositados en el sector, b) imagen general de los depósitos de menor tamaño, recuadros en rojo corresponden a los sectores donde se tomaron datos estructurales: izquierda (este), derecha (oeste)

Se han obtenido datos estructurales en planos de fractura en las secciones este y oeste de la cascada (Tabla 4.1; Figura 4.20), donde se reconocieron diaclasas, las que se encuentran estrechamente espaciadas. En la tabla se exhiben las mediciones de los distintos planos de fractura.

Tabla 4.1. Datos estructurales tomados en las fracturas de la cascada La Flaca de la Figura 4.19b.

Manteo/Dirección de manteo					
Ladera E			Ladera W		
Juego 1	Juego 2	Juego 3	Juego 1	Juego 2	Juego 3
88/100	82/260	82/175	38/320	38/320	50/134
82/098	86/264	80/175	36/318	36/318	54/129
88/092	86/262	86/180	38/323	38/323	51/133



Figura 4.20. Disposición de las fracturas en el sector Cascada La Flaca.

En el sector Km 4 sendero se han observado, en la ladera norte del sendero, la presencia de rocas con volúmenes promedio de 60 m^3 , las cuales poseen desarrollo de un escaso suelo y vegetación por encima (Figura 4.21). Formaciones vegetales de alerces han sido datados mediante dendrocronología, obteniendo una edad mínima de 500 años (Venegas, comunicación personal), por lo que se asume que estos bloques se encuentran, a lo menos, hace medio siglo. Estos depósitos no son distinguibles mediante imágenes satelitales, pues se encuentran cubiertos por la densa vegetación prominente en el lugar. El área cubierta por los depósitos se extiende por, al menos, unos 50 m con dirección E-W, paralelo al recorrido del sendero.



Figura 4.21. Depósitos de bloques de rocas de cerca de 2m de alto con desarrollo de alerces sobre estos.

Otros depósitos de caída de roca se observaron hacia el sureste del Helipuerto Quetrus donde se aprecian bloques de hasta 17 m de largo que son consecuencia probable de caída de rocas. Se encuentran formando conos de deyección que caen por cerca de 300 m a través de niveles aterrazados y que provienen del sector topográficamente más alto de la cuenca. Los depósitos de caída de roca poseen ángulos que se encuentran entre los 25 y 35° (Figura 4.22).

En el Sector Mallín se reconocen bloques de grandes proporciones. Uno de los más voluminosos medidos posee volúmenes en torno a los 2.300 m³ y, litológicamente, corresponden a tonalitas de hornblenda. Los bloques, al igual que en el sector Km 4, poseen desarrollo de suelo de 50 cm aproximadamente y alerces, sugiriendo que son bloques antiguos en el sector (Figura 4.23). Es probable que el emplazamiento de estos bloques haya ocurrido antes de 500 años, puesto que estos carecen de crecimiento de árboles sobre las rocas.

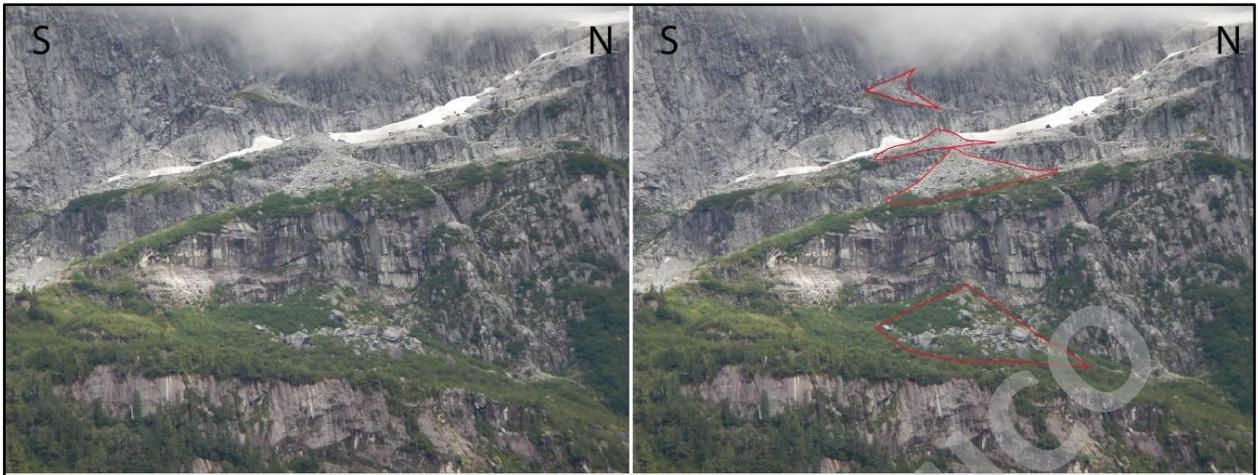


Figura 4.22. Depósito de caída de rocas generando morfología de cono de deyección, que cae por niveles aterrazados. En rojo da cuenta de la geoforma de cono de los depósitos de caída de rocas.

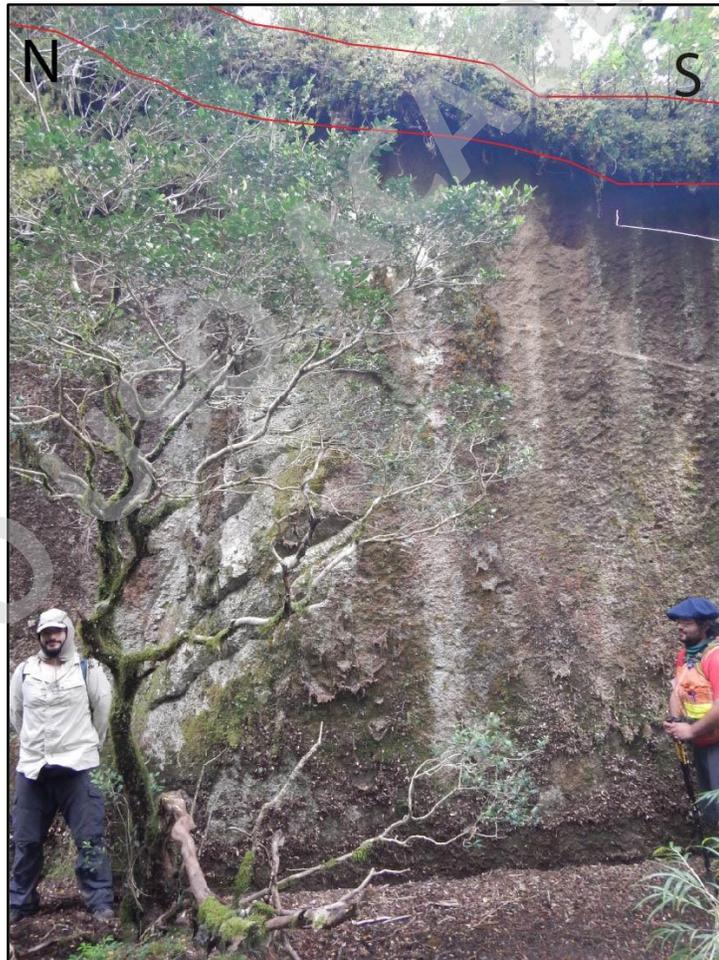


Figura 4.23. Bloque de tonalita de hornblenda de 26m de largo en su eje mayor en sector Lago Quetrus. Líneas en rojo delimitan el desarrollo de suelo y vegetación en la parte superior del bloque.

Además, se observaron rocas desprendidas en el Lago Quetrus. Estos depósitos se encuentran sobre el cuerpo de agua, con un volumen de $\sim 90 \text{ m}^3$, subangulosos y con nulo desarrollo de vegetación sobre ellos (Figura 4.24). La dispersión de los bloques en el lago se extiende por cerca de 150 m lineales en las orillas del lago.

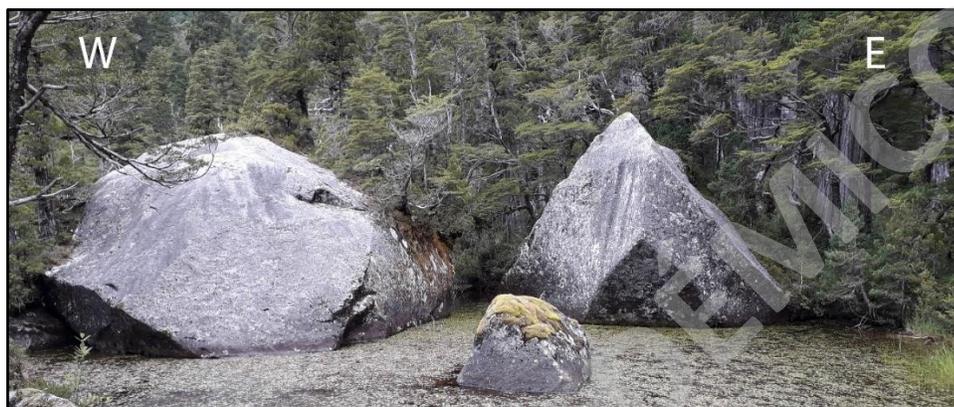


Figura 4.24. Bloques de tonalita de hornblenda de cerca de 13 m en su eje mayor sobre Lago Quetrus.

Finalmente, hacia el oeste del Lago Quetrus, también se identificaron algunos bloques con un volumen aproximado de 100 m^3 , los cuales se encuentran más alejados de la ladera en relación con el resto (Figura 4.25), más específicamente a unos 400 m tanto de la ladera oeste como de la ladera este, por lo que están depositados en el centro del valle. Estos depósitos dan cuenta del alcance máximo que se ha registrado en el presente trabajo.



Figura 4.25. Bloque de tonalita de hornblenda de cerca de 5 m de largo sobre mallín.

4.2.2. Deslizamientos

Los depósitos de deslizamientos han sido fundamentalmente reconocidos por fotointerpretación debido a que se encuentran, en su mayoría, cubiertos por la densa vegetación. Sin embargo, en la campaña de terreno se han podido distinguir zonas de arranques para deslizamientos planos y en cuña.

En el fondo del sector Mallín se aprecian rocas con volúmenes promedio de 70 m^3 en sucesión muy mal seleccionadas, con bloques métricos depositados al pie de la ladera (Figura 4.26). Se encuentran sobre un antiguo depósito con morfología de cono, cubierto con vegetación y nieve. En base a las estructuras que presenta el macizo rocoso, densas fracturas planas y con dirección de manto hacia el NE, pueden corresponder a depósitos desarrollados por el proceso de deslizamiento plano. No se reconocen evidencias de deslizamientos rotacionales en el sector.



Figura 4.26. Depósito de deslizamientos planos en sector al fondo del Valle Quetrus. Se alojan bloques de 70 m^3 promedio, cerca de la fuente de deslizamiento.

4.2.3. Deslizamientos en cuña

Se reconocieron cuñas en el sector Valle Norte, donde la existencia de las fracturas se encuentra evidenciada por los planos de discontinuidades de las rocas y por lo pequeños cauces fluviales esporádicos de la zona (Figura 4.27). Otras fracturas en cuña, de menor escala que el caso anterior, se han apreciado en la ladera sur del sector Helipuerto Quetrus, lugar donde se encuentran zonas muy escarpadas con fracturas en cuña que dan cuenta además de la alta susceptibilidad de la ocurrencia de este tipo de deslizamiento plano.

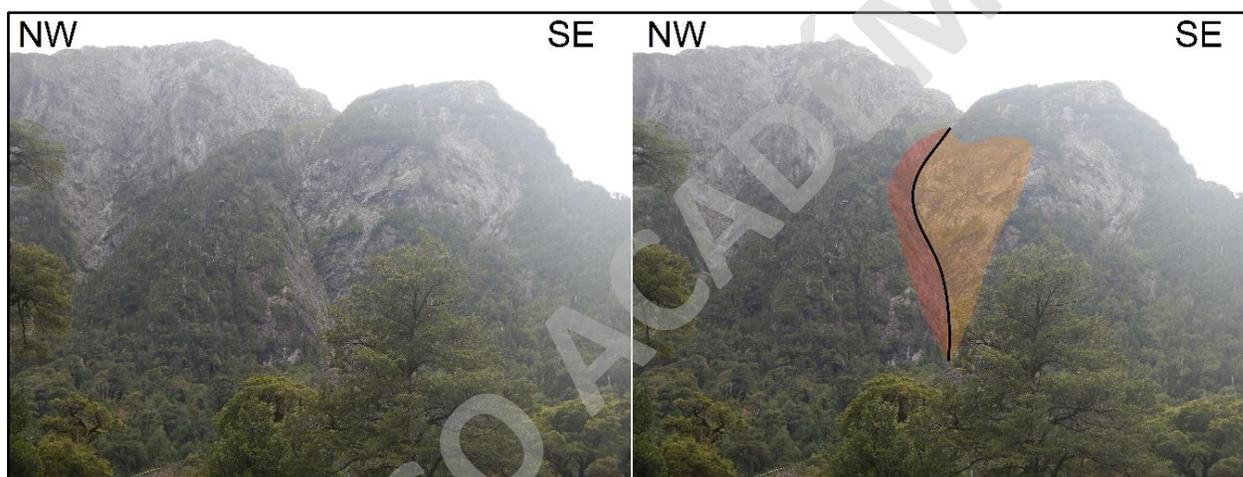


Figura 4.27. Cuñas expuestas en sector Valle Norte. a) representa la imagen original b) línea negra representa el eje del plano de deslizamiento. Los polígonos rojos y naranja son los planos de deslizamiento en cuña.

4.2.4. Flujo de detritos

Este tipo de proceso de remoción en masa es, probablemente, el más abundante que se ha registrado con actividad reciente.

Se han reconocido en el sector Banquito, donde se observaron depósitos que llegan hasta el río principal, denominado Quetrus. En este sector existe una intercalación de depósitos fluviales y aluviales que granulométricamente son gravo-arenosos y sus fragmentos mayores poseen tamaño de 1,5 m en su eje mayor, son subangulosos y con esfericidad baja (Figura 4.28). Se encuentran, además, mal seleccionados y litológicamente se constituyen de tonalitas de hornblenda.

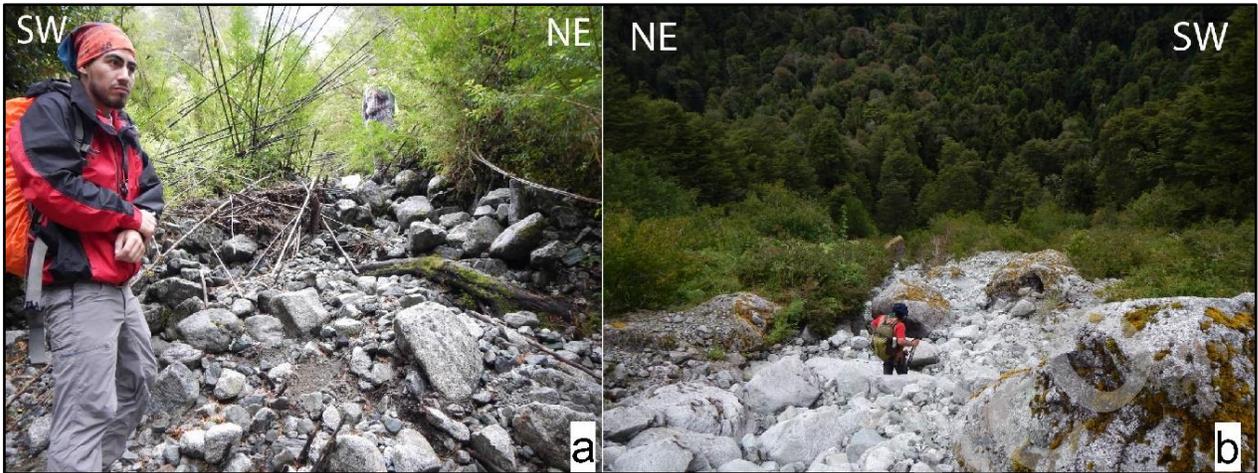


Figura 4.28. Depósitos de flujo de detritos sector Banquito. a) zona distal de la fuente, b) zona proximal de la fuente.

Por el mismo canal del flujo, de unos 500 m de extensión mínima, se aprecia que el tamaño de los fragmentos mayores aumenta, superando los 4 m a medida que se acerca a la fuente (Figura 4.29).

Además, en la misma zona, se aprecian perfiles de depósitos de antiguos flujos mal seleccionados con fragmentos angulosos y baja esfericidad, matriz soportados y, en algunas ocasiones, clasto soportados (Figura 4.28). El perfil que se observa corresponde a los depósitos antiguos de flujos de detritos cubiertos por vegetación y que son incisos por los flujos de detritos activos.



Figura 4.29. Sector Banquito. Perfil de flujo de detritos incidido por flujos actuales.

Dentro de los flujos activos, también se aprecian diferencias temporales con relación a la canalización que toman ladera abajo. Esto se denota por la débil vegetación que recién comienza a crecer sobre el depósito (Figura 4.30). No es posible cuantificar esa temporalidad entre un flujo y otro, no obstante, se puede acotar la existencia de canales que muestran actividades más recientes que los otros. La anterior no descarta la posibilidad de que los flujos alcancen estas zonas vegetadas en el corto o mediano plazo, puesto que están sujetos a las condiciones sísmicas, ambientales e incluso a la ocurrencia de otro fenómeno de remoción en masa que derive a flujos.



Figura 4.30. Diferencia temporal de las remociones activas. Números dan cuenta de la temporalidad, siendo 1 más viejo y 2 más reciente.

En la zona sur del sector Mallín, se aprecian también flujos de detritos, los cuales se encuentran medianamente confinados y no existe evidencia morfológica de que estos alcancen el centro del fondo del valle (Figura 4.31). Sin embargo, estos flujos parecen provenir de otros tipos de movimientos como deslizamientos o caídas de rocas de la ladera sur.

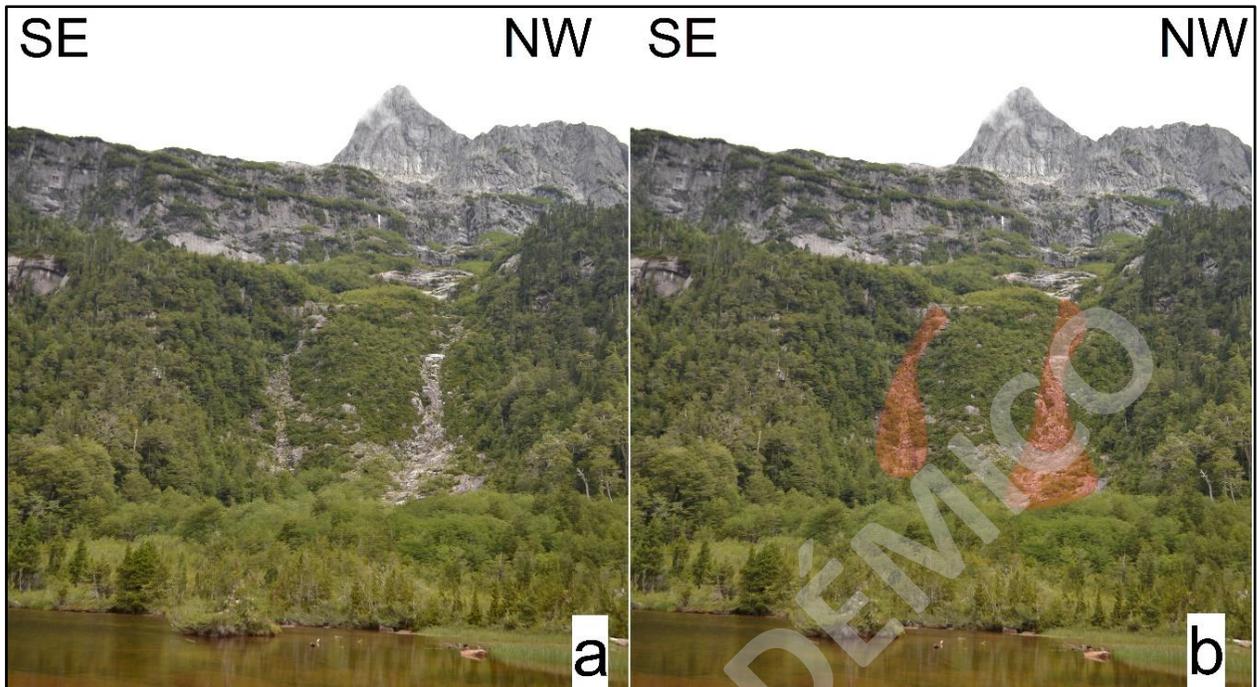


Figura 4.31. Sector Lago Quetrus. Depósitos de flujo de detritos confinados. a) imagen sin editar, b) en rojo se muestra la delimitación de los flujos.

Finalmente, en el sector Valle Norte se reconocen depósitos de al menos dos flujos de detritos que descienden confinados por el valle, con fragmentos que van desde tamaño arena fina hasta bloques tamaño ripio (Figura 4.31a). En ellos es posible delimitar, en su perfil, posibles pulsos o diferentes flujos en tiempos distintos (Figura 4.32b).



Figura 4.32. Perfil transversal de flujos de detritos en Valle Norte, sector mirador. a) se aprecia depósito de flujo de detritos aguas abajo, b) perfil no consolidado de flujos de detritos con dirección NW-SE. Línea roja representa la división entre dos pulsos de flujos.

Hacia la parte alta del Sector Valle Norte, sobre estos depósitos de flujos de detritos se encuentran bloques métricos de roca que podrían corresponder a caída de rocas. Se asocia que estos flujos de detritos sería la evolución de depósitos de caídas o deslizamientos que se generaron con anterioridad (Figura 4.33).

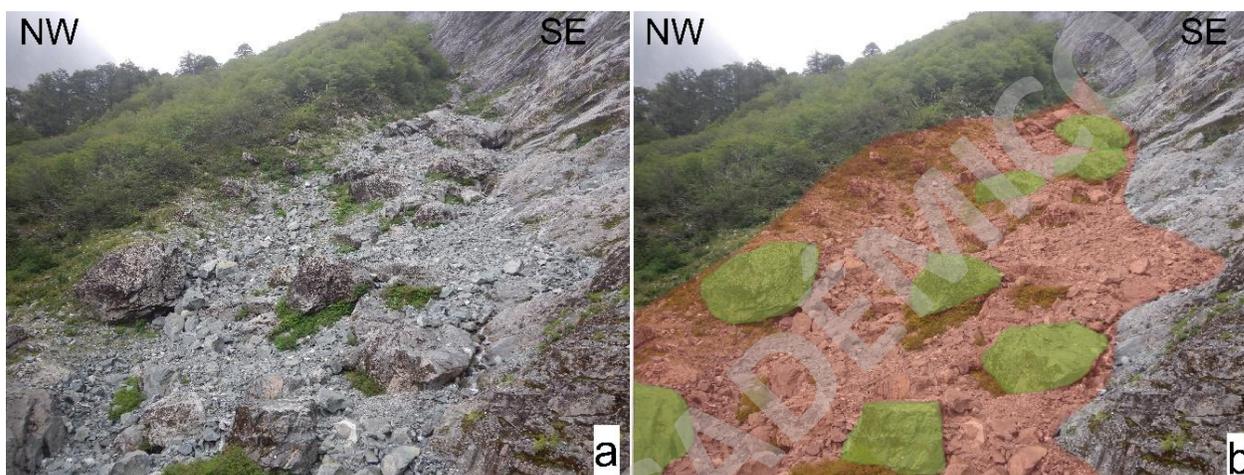


Figura 4.33. Depósito de remociones compuestas en Valle Norte, sector mirador. a) imagen sin editar, b) en rojo flujo de detritos aportado por caída de rocas (en verde).

4.3. Mapa Geomorfológico

A continuación, en la Figura 4.33 se muestra el mapa geomorfológico confeccionado. Cabe mencionar que el levantamiento de información y elaboración de la cartografía ha sido realizada a escala 1:5.000, sin embargo ha sido reescalado para fines de visualización.

Mapa Geomorfológico Parque Tagua Tagua

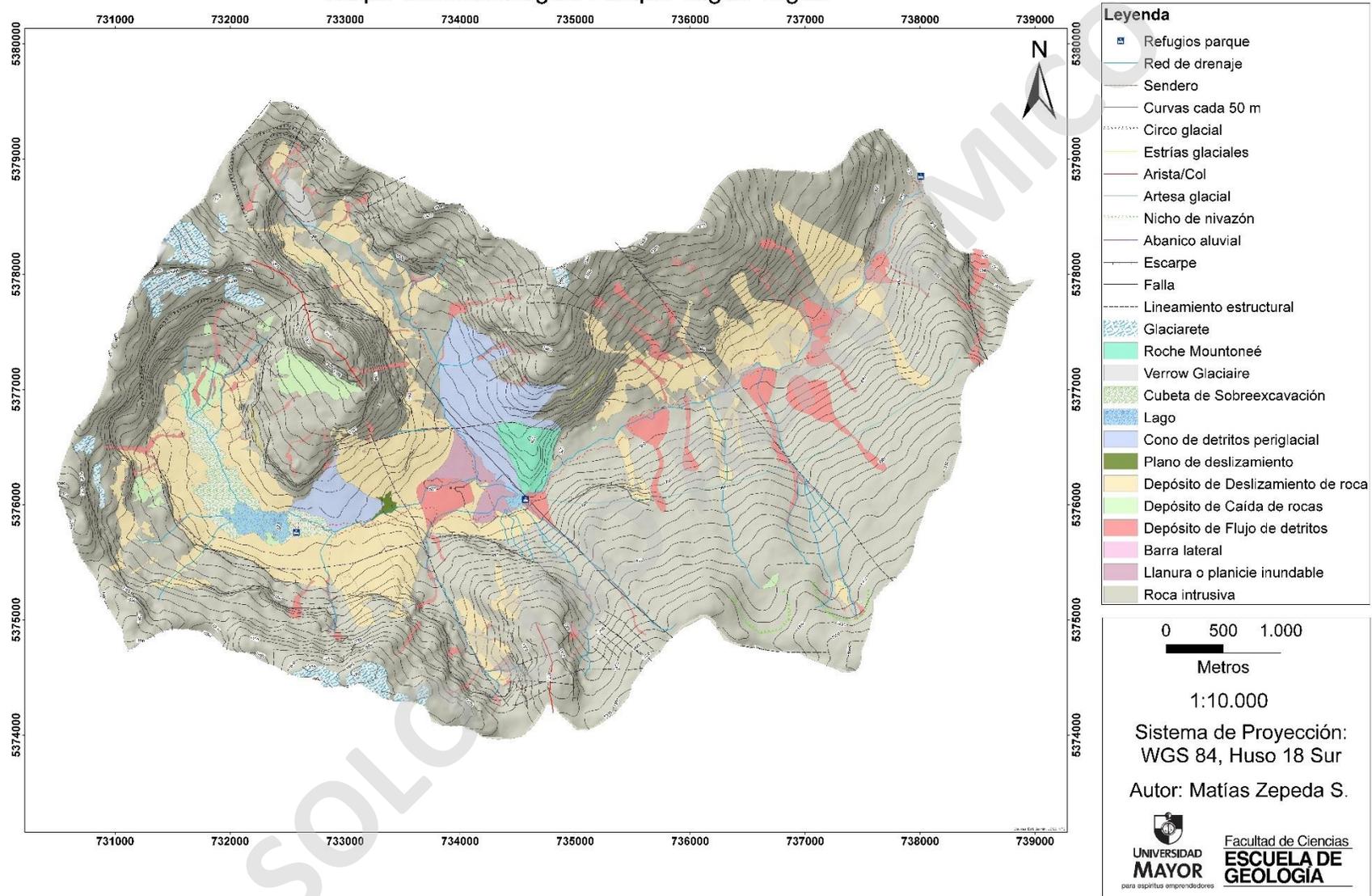


Figura 4.34. Mapa geomorfológico escala 1:10.000.

Como se aprecia en el mapa geomorfológico, se evidencian geformas erosivas de herencia glacial y se encuentran fundamentalmente en las zonas altas de las laderas del Valle Quetrus. En cuanto a los depósitos fluviales como barras laterales y el delta en el Lago Quetrus, estos son indicio de la acción fluvial que está dominando la dinámica actual del parque. Con relación a los depósitos de remoción en masa, en el caso de caídas de rocas y deslizamientos, sus alcances están delimitados a la cercanía de su zona de generación, pues la estrechez del valle no permite mayor distanciamiento. Referente a los flujos de detritos caracterizados, la mayoría de estos poseen una relación con la presencia de discontinuidades estructurales o fallas de escala local ya que estos se generan o descienden por la traza de estas estructuras por las que también son cauces fluviales esporádicos o *perennes* del parque.

4.4. Análisis temporal de imágenes satelitales

Para conocer el dinamismo en el pasado reciente con relación a procesos glaciales, fluviales o remociones en masa, se han observado imágenes Landsat a través de la herramienta Google Earth Engine desde el año 1984 hasta el 2018 del Parque Tagua Tagua. En el análisis se ha logrado visualizar que en el segmento occidental del Valle Quetrus se produjo la activación de flujos de detritos entre los años 2003 y 2005.

Con anterioridad a la activación de este tipo de fenómeno de remoción en masa, los depósitos de los flujos de detritos no alcanzaban el fondo del valle o no se habían activado los canales por un extenso período de tiempo, pues tenían desarrollo vegetacional incipiente sobre el depósito. Posterior al evento, éstos llegan a las zonas topográficamente más llanas (Figura 4.35)



Figura 4.35. Flujos de detritos activados en el sector Mallín del Valle Quetrus. a) situación año 2003, b) situación año 2005. Imágenes extraídas de Google Earth Engine..

A su vez, se han revisado los anuarios climatológicos de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) desde 1984 hasta el año 2017, donde se analizaron las estaciones Punta Huano (1984 – 2007), Entre Lagos (2008 – 2015) y Colonia Las Américas (2015 – 2017) (Figura 4.36). Se determinó que en sus reportes anuales no había datos sobresalientes entre los años 2003 y 2005 (Figura 4.37) para generar una relación directa entre precipitación y activación de procesos de remoción en masa.

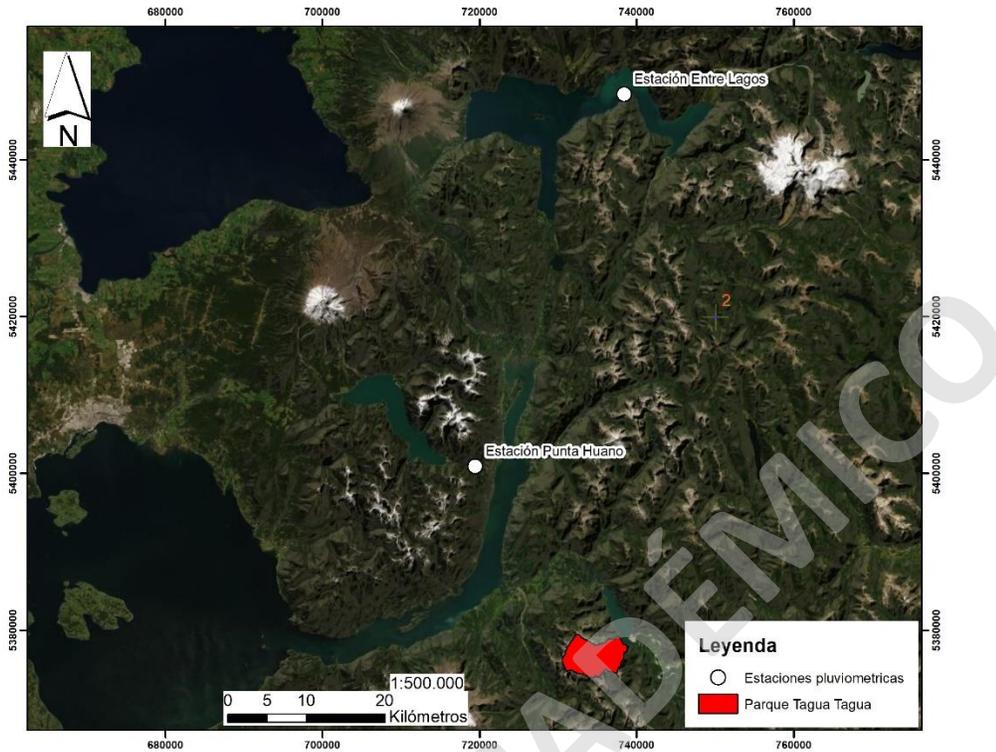


Figura 4.36. Ubicación de estaciones meteorológicas Punta Huano y Entre Lagos. La estación Colonia Las Américas posee la misma ubicación que Entre Lagos.

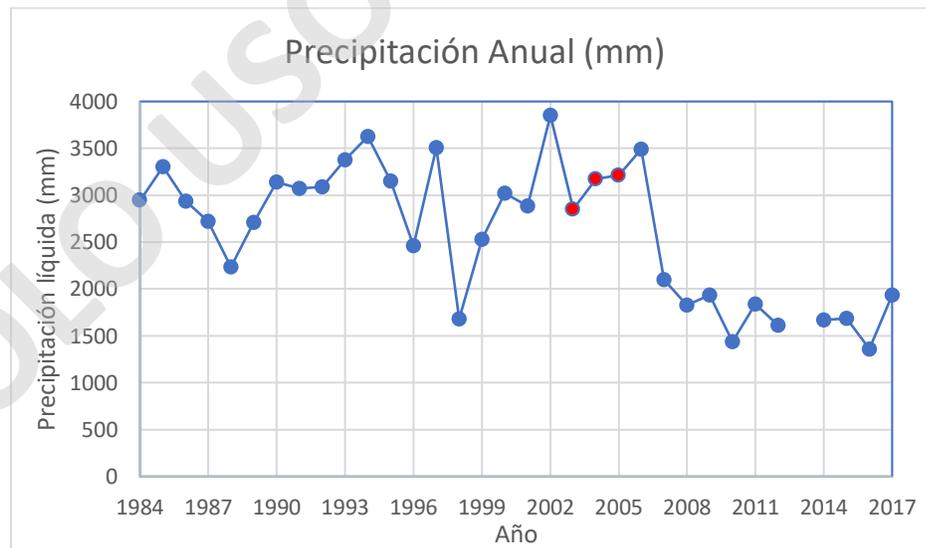


Figura 4.37. Representación de precipitación anual entre 1984 y 2017. Estaciones de obtención de información: Punta Huano, Entre Lagos y Colonia Las Américas. Puntos en rojo indican los años comprendidos entre 2003 y 2005. Información extraída del anuario climatológico de la Dirección General de Aeronáutica Civil.

Asimismo, se analizaron de forma individual las máximas precipitaciones diarias ocurridas en cada año en estudio. Se observó que, en el mes de abril del año 2004, se dio un pico de 184,7 mm, uno de los valores más altos en los últimos 10 años desde aquel suceso (Figura 4.38). Dada la situación anterior y ante la inexistencia de fenómenos sísmicos relevantes cercano a la zona de estudio en dicho período, es que las precipitaciones pueden haber sido un factor desencadenante para la saturación del material y el posterior desarrollo de flujos de detritos en el fondo del Valle Quetrus. Sobre la base de que puede existir un cierto período de latencia entre la ocurrencia del factor desencadenante y la remoción, se asume que las intensas precipitaciones ocurridas en el año 2004 corresponden al factor que desencadenó la ocurrencia de los flujos.

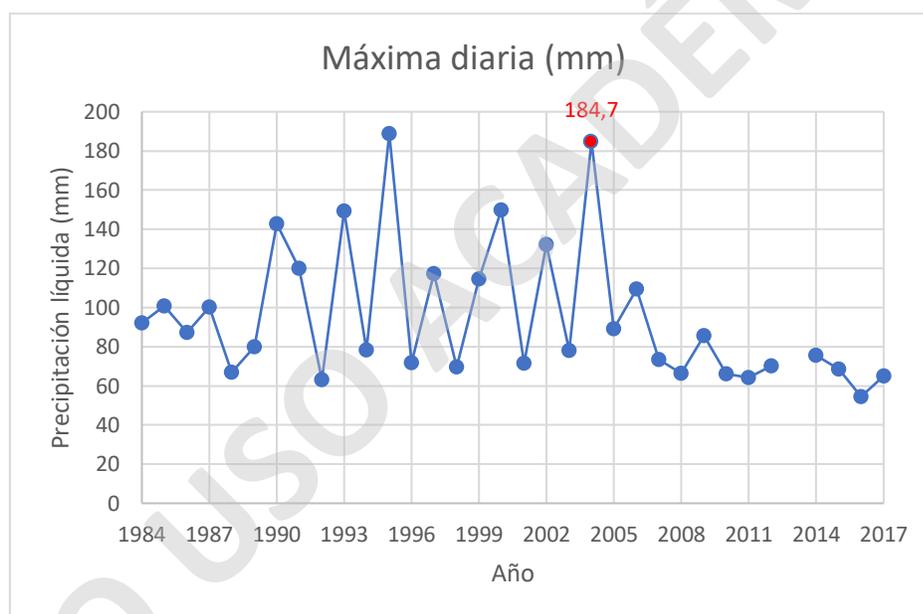


Figura 4.38. Representación gráfica de precipitación máxima diaria entre 1984 y 2017. La máxima del año 2004 corresponde al mes de abril. Información obtenida de anuario climatológico de la Dirección General de Aeronáutica Civil.

4.5. Análisis de transporte de sedimentos

Como se esbozó en el apartado 4.1.2 – Formas de depositación fluvial, se llevó a cabo la captura de muestras de sedimentos en el sector Mallín y camino hacia Valle Norte (Figura 4.39). Los puntos geográficos donde se capturó la información se muestran en la Tabla 6. Estas muestras se han

obtenido para conocer las condiciones de energía más actuales de depositación en las cercanías de cuerpos de agua representativos, pues de esta forma es posible profundizar el conocimiento de la evolución geomorfológica del área como también para confirmar o descartar la influencia de procesos aluviales recientes.



Figura 4.39. Ubicación de las tomas de muestras de sedimentos.

Tabla 4.2. Ubicación de muestras extraídas para análisis granulométrico.

Muestra	Ubicación (UTM-WGS84, huso 18S)
190302-4 (muestra bajo agua)	0731957/5357951
190302-5 (muestra sobre agua)	0731957/5357951
190303-1 (muestra bajo agua)	0734099/5376366

4.5.1. Resultados estadísticos

El análisis realizado mediante el programa Gradistat muestra la condición de transporte de los sedimentos. Lo anterior se da en base al tamaño granulométrico de la partícula en la masa total analizada en el gráfico Curva de Acumulación Granulométrica.

Con relación a la Curva de Acumulación Granulométrica, se aprecia que todas las muestras poseen una condición de transporte esencialmente por saltación. Sin embargo, en el caso particular de la muestra 190303-1, la predominancia de la condición de transporte no parece tan prominente como los casos 190302-4 y 190302-5, pues en ella se considera el transporte por tracción en una importante fracción de las muestras analizadas (Figura 4.40).

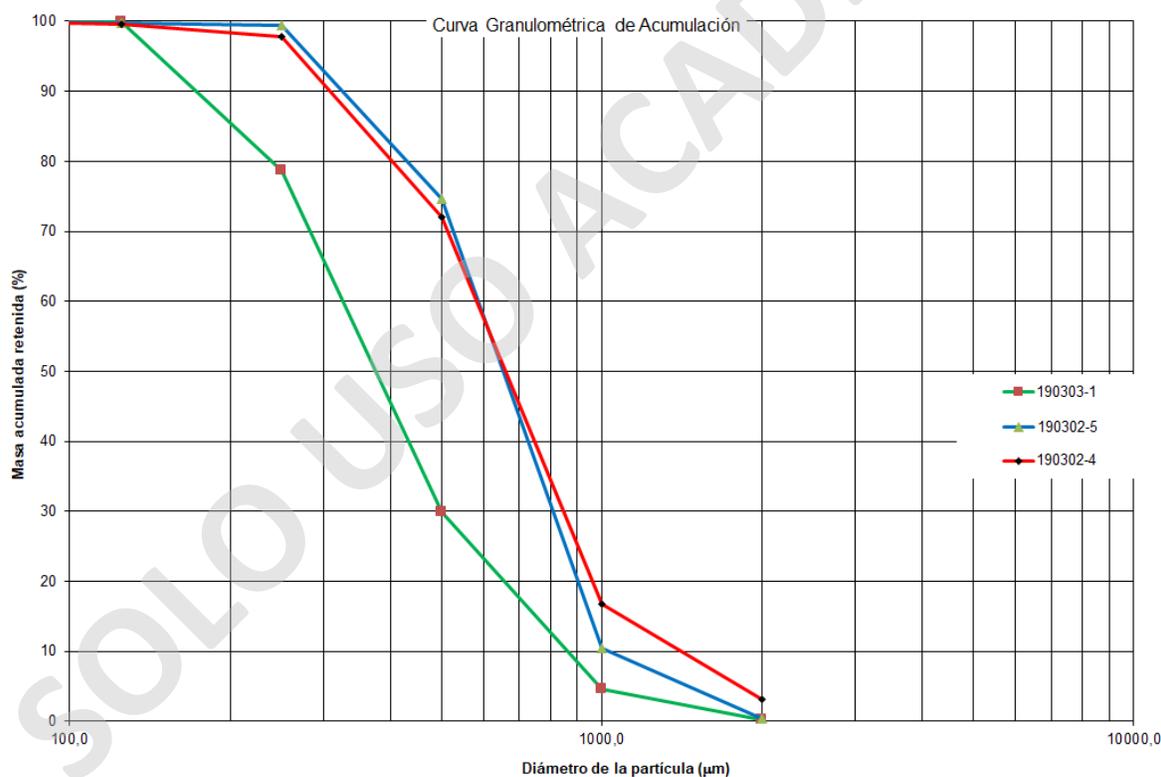


Figura 4.40. Curvas de acumulación granulométrica para muestras analizadas.

Para el caso de la Distribución Granulométrica (Figura 4.41), se aprecian asimetrías negativas para el caso de las muestras 190302-4 y 190302-5, es decir, una predominancia de elementos gruesos

en la fracción muestreada y medianamente bien seleccionado. Para el caso de la muestra 190303-1, esta posee una asimetría central, lo que implica que no existe una predominancia en particular, pues existe una mala selección de los fragmentos. En cuanto a todas las muestras obtenidas en relación con la agudeza, las muestras 190302-4 y 190302-5 pueden ser comparables, pues se extrajeron del mismo sector. Estas son platicúrticas y con buena selección. Para el caso de la muestra 190303-1, las condiciones de transporte y depositación son distintas, lo que representa dos condiciones de depósito diferentes, pues esta ocurre en condiciones más caóticas en las condiciones de depositación lo que se traduce en una mala selección de los fragmentos y puede estar relacionado a la ocurrencia de crecidas de detritos.

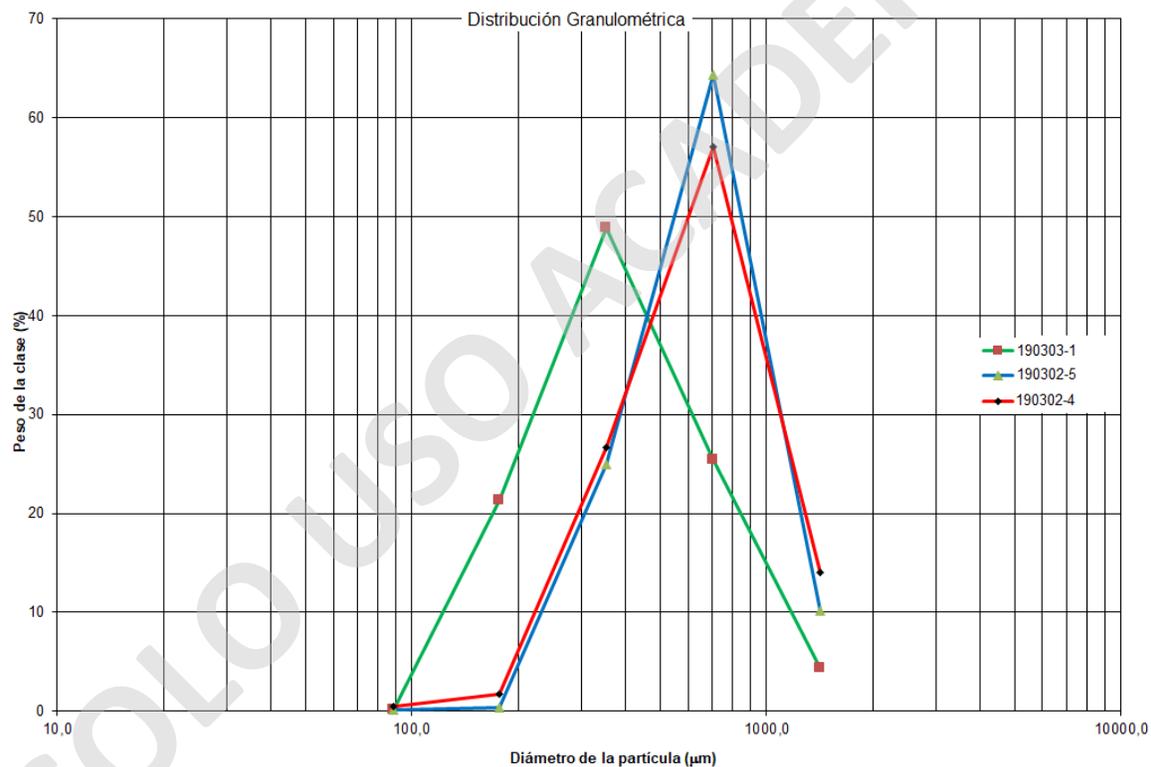


Figura 4.41. Curvas de distribución granulométrica.

Esta información sirve como dato adicional para la posterior evaluación de la susceptibilidad y peligro ante fenómenos de remociones en masa, los que serán tratados en el siguiente capítulo.

4.6. Peligro de remociones en masa

4.6.1. Consideraciones

El estudio de evaluación de peligro de remociones en masa se basa en aspectos cualitativos y utilizando la información geomorfológica obtenida durante la campaña de terreno, el cual considera la topografía, caracterización litológica de algunos depósitos y la delimitación de los depósitos de remociones en masa (ver apartado 1.6).

4.6.2. Evaluación de la susceptibilidad

La zona de estudio fue reconocida mediante observaciones geomorfológicas de terreno e interpretaciones de imágenes satelitales y aéreas. A partir del estudio de susceptibilidad se busca conocer cómo afectan los factores condicionantes y la potencialidad que tiene la zona para generar procesos de remociones en masa. Para ello se utilizó a escala 1:25.000 la metodología planteada por Lara (2007), donde se calcula el Índice de Susceptibilidad (IS). Este se soporta a través de la ponderación de valores en términos numéricos de factores que condicionen la ladera a la ocurrencia de 4 tipos de procesos de remociones en masa: deslizamientos de suelo, deslizamientos de roca, caída de rocas y flujos.

La evaluación de susceptibilidad requiere la definición de unidades geomorfológicas. En este aspecto, se usan aspectos geomorfológicos y geológicos similares, entre los que se consideran la orientación y pendiente de las laderas y la litología de la roca que constituye la zona de estudio junto con los depósitos de remoción en masa cartografiados durante la campaña de terreno, respectivamente. En este caso, la litología se considera homogénea, puesto que solo se trata de tonalitas de hornblenda. Las pendientes de la zona de estudio que sean igual o menor a 10° se descartan de la evaluación de la susceptibilidad puesto que a estos grados no es posible la generación de flujos, deslizamientos y caídas de rocas (Lara, 2007).

La orientación de las laderas predomina hacia el norte y sur (Figura 4.42). La exposición norte se considera más relevante como factor condicionante que las que se encuentran expuestas al sur, pues

la ladera norte coincide con ser la de mayor exposición al sol y, esto conlleva, en conjunto con otros elementos, a mayor meteorización y erosión.

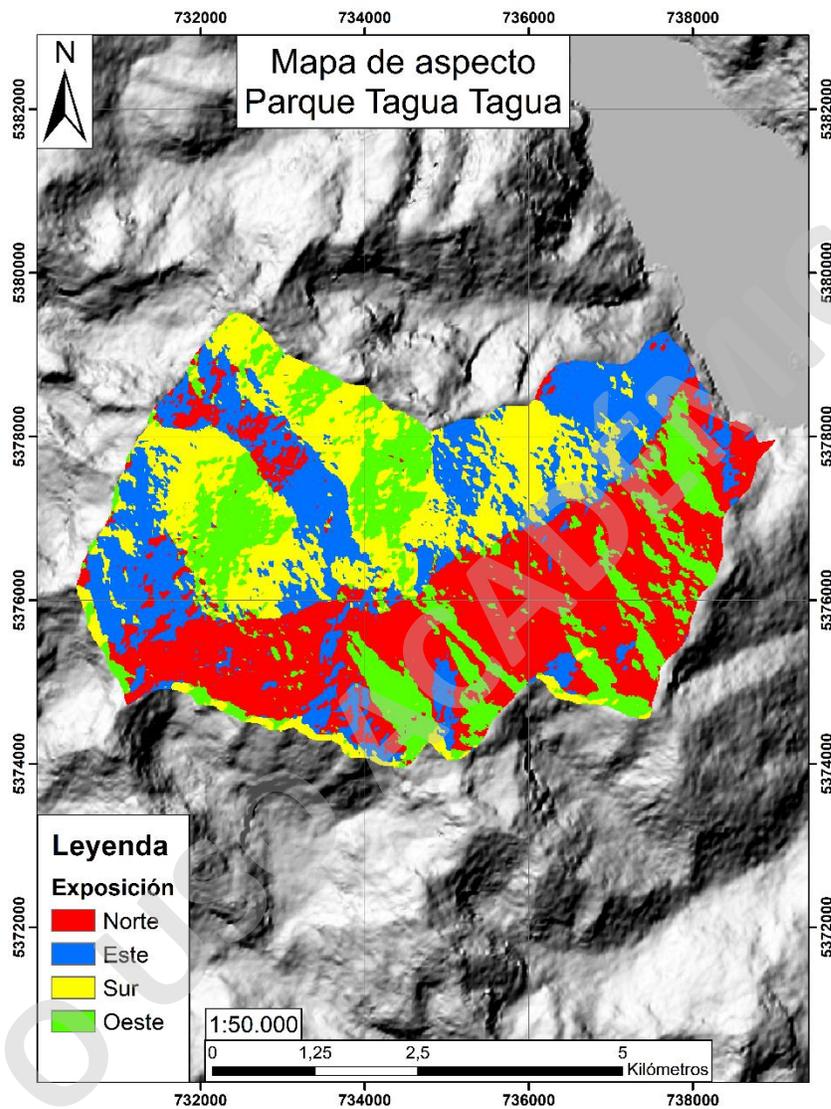


Figura 4.42. Simplificación de la exposición de las laderas del Parque Tagua Tagua.

Con relación a lo anterior, se realiza el mapa de pendientes para el Parque Tagua Tagua. Los criterios para la formulación de rangos de pendiente se realizaron en función de los criterios de Van Zuidam (1986) quien vincula la pendiente de las laderas con la intensidad de erosión y la capacidad de generar movimientos de ladera. Como se aprecia en la Figura 4.43 la zona de estudio se caracteriza por ser de alta pendiente. Las mayores se acotan entre los 16 y 35° seguido por 35 y

55° y, finalmente, destacan los escarpes cercanos a los valles y distribuidos homogéneamente por toda la zona de estudio, que poseen ángulos mayores a 55°. Dada la situación anterior, se desprende que el valle es estrecho y las zonas que no generan fenómenos de remoción en masa, en términos de área, son acotadas.

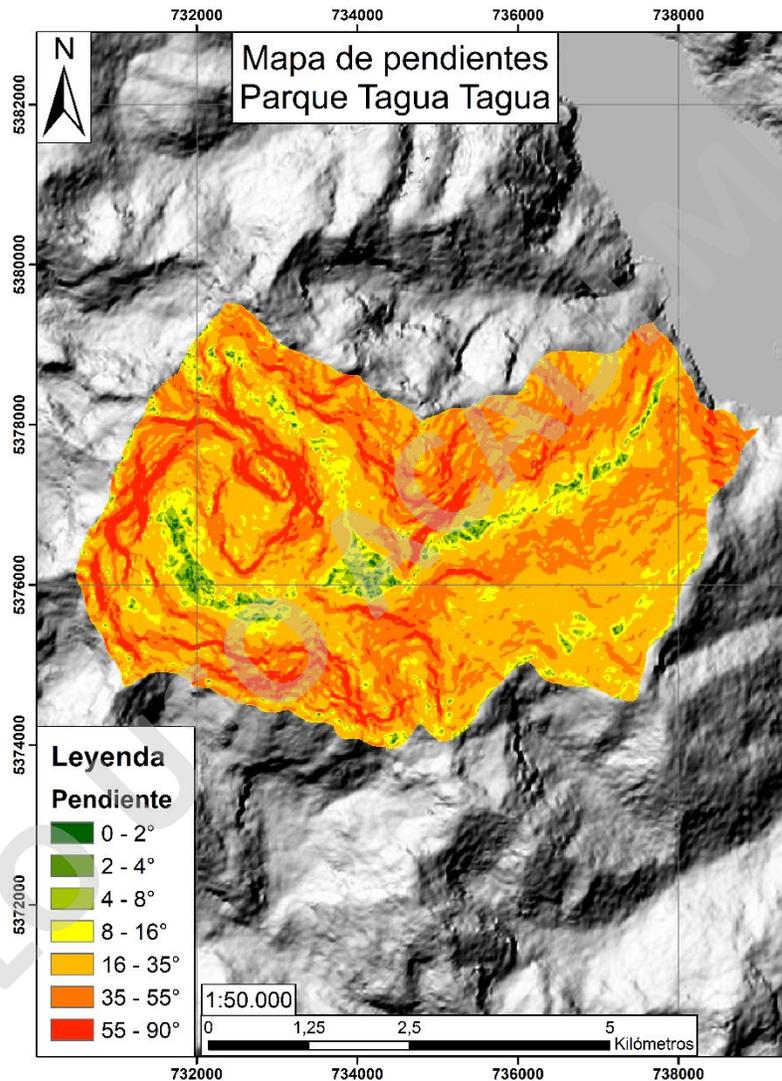


Figura 4.43. Mapa de pendientes del parque Tagua Tagua.

En relación con lo anterior, se ha dividido la cuenca hidrográfica en 116 unidades geomorfológicas, basadas en la similitud de sus características, tanto de exposición, pendiente, litología y depósitos

de remociones en masa cartografiadas. En la figura 4.44 se aprecia la distribución de las unidades para la zona de estudio.

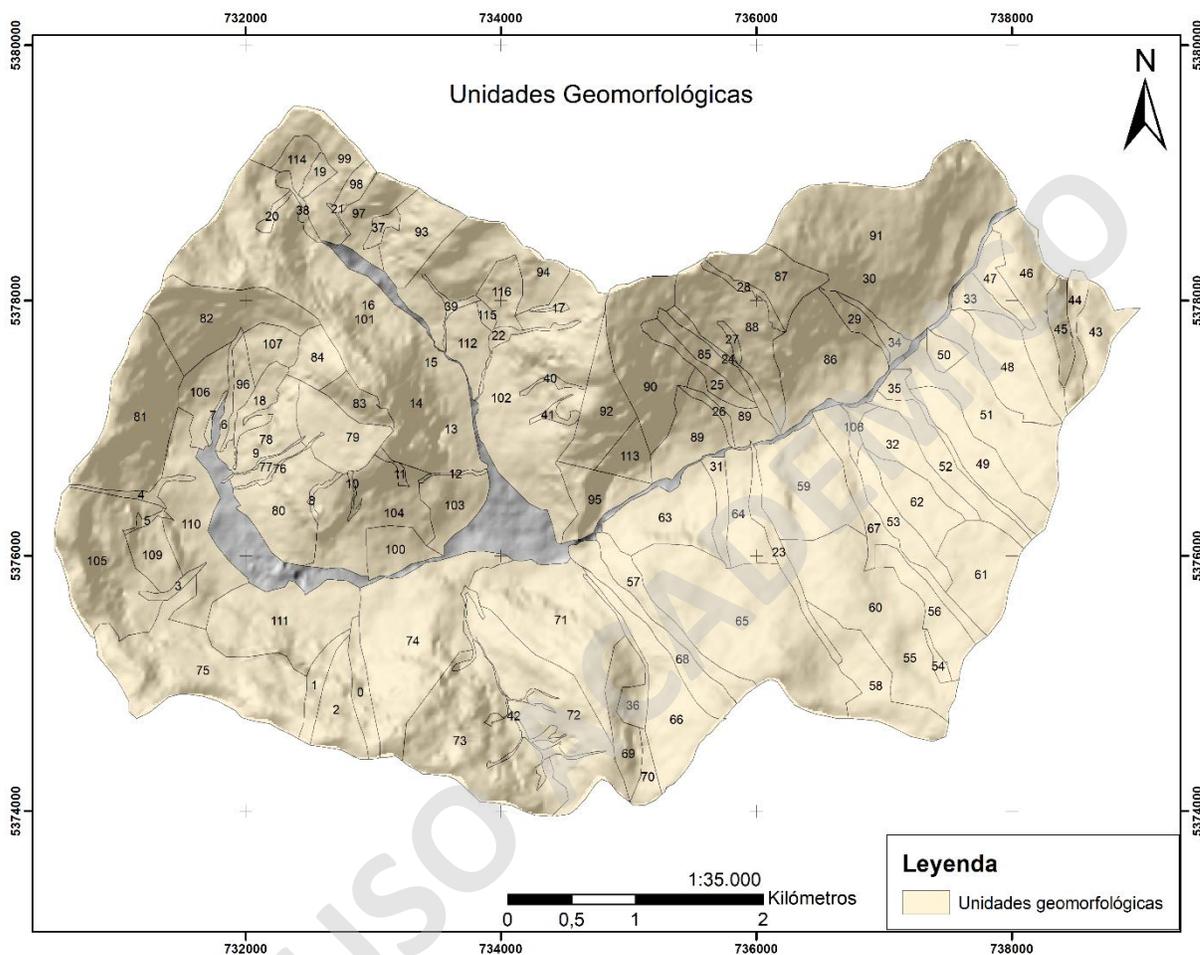


Figura 4.44. Definición de unidades geomorfológicas en el parque Tagua Tagua.

La ponderación de puntajes para determinar el Índice de Susceptibilidad se hace de manera distinta para cada uno de los procesos de remoción en masa a estudiar.

La asignación de puntajes y los resultados expuestos en los mapas guardan estrecha relación con lo observado mediante la campaña de terreno. Se han calibrado estos valores puesto que a diferencia de Lara (2007) el parque se encuentra poco intervenido, lo que conlleva a una disminución de la ponderación de factores antrópicos para la evaluación de la susceptibilidad de caídas, deslizamientos y flujos. En la Tabla 4.3 se aprecia la ponderación máxima para el caso de

los deslizamientos, mientras que en el Anexo 1 se aprecia la asignación de valores para el caso de las laderas del Parque Tagua Tagua.

Para el caso de deslizamientos planos de roca (Figura 4.45), las zonas con mayor índice de susceptibilidad se asocian a las laderas de mayor pendiente, fundamentalmente donde se encuentra las morfologías de circo glacial, tanto para Valle Quetrus como Valle Norte, además en la zona suroeste del Valle Quetrus, se han observado depósitos asociados a la ocurrencia de este tipo de fenómeno y dicha zona se encuentra intensamente diaclasada. La ladera sur de la parte más baja del Valle Quetrus posee una susceptibilidad baja, exceptuando casos excepcionales en los cuáles se presentan depósitos asociados a deslizamientos planos. En contraparte, en el sector norte de la ladera, la susceptibilidad es alta, pues las condiciones estructurales, la presencia de depósitos y morfologías erosivas que fueron descritas en el apartado 4.3.3, dan cuenta de la alta posibilidad de ocurrencia de estos fenómenos.

Tabla 4.3. Ponderación máxima para factores condicionantes, caso deslizamientos de roca. Extraído de Lara (2007).

Factores		%
Geomorfología	Pendiente de las laderas	35
Geología - Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35
Clima	Acumulación de nieve	13
Antrópicos	Desestabilización artificial de laderas	2
Antecedentes	Eventos declarados en la ladera	15

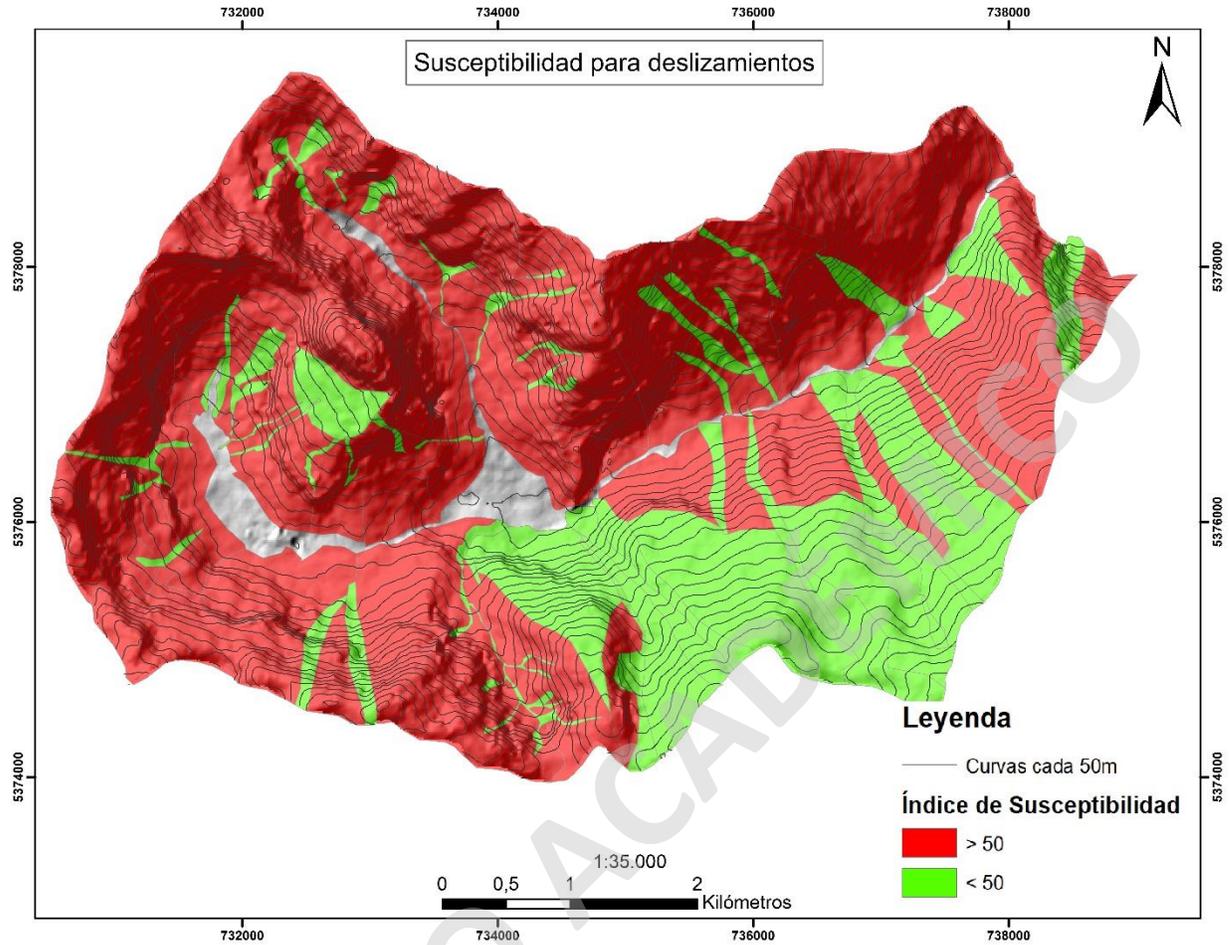


Figura 4.45. Mapa de Índice de Susceptibilidad para deslizamientos de roca en el área de estudio.

Los fenómenos de caídas de rocas (Figura 4.46) se puede observar con mayor frecuencia y uniformemente distribuidas en las cabeceras de los valles como también en las zonas altas de la cuenca hidrográfica, las pendientes suelen ser altas, condición morfológica relevante para establecer la potencialidad de caídas de rocas. Además, en el Sector Mallín, en su ladera sur, se presentan rocas intensamente diaclasadas y con abundante presencia de depósitos a lo largo de esta ladera, razón que da cuenta de la condición inestable de la ladera ante la ocurrencia de este proceso. Por otra parte, en el sector de Valle Norte en su ladera norte, se reconocieron depósitos de fenómenos de caídas de rocas. La condición estructural de la zona es similar a la que se presenta en el Valle Quetrus. En la Tabla 4.4 se presentan las ponderaciones máximas para caída de roca.

Tabla 4.4. Ponderación máxima para factores condicionantes, caso caída de roca. Extraído de Lara (2007).

Factores		%
Geomorfología	Pendiente de laderas	35
Geología-Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35
Clima	Acumulación de nieve	10
Antrópicos	Desestabilización artificial de laderas	5
Antecedentes	Caída de rocas declaradas en la ladera	15

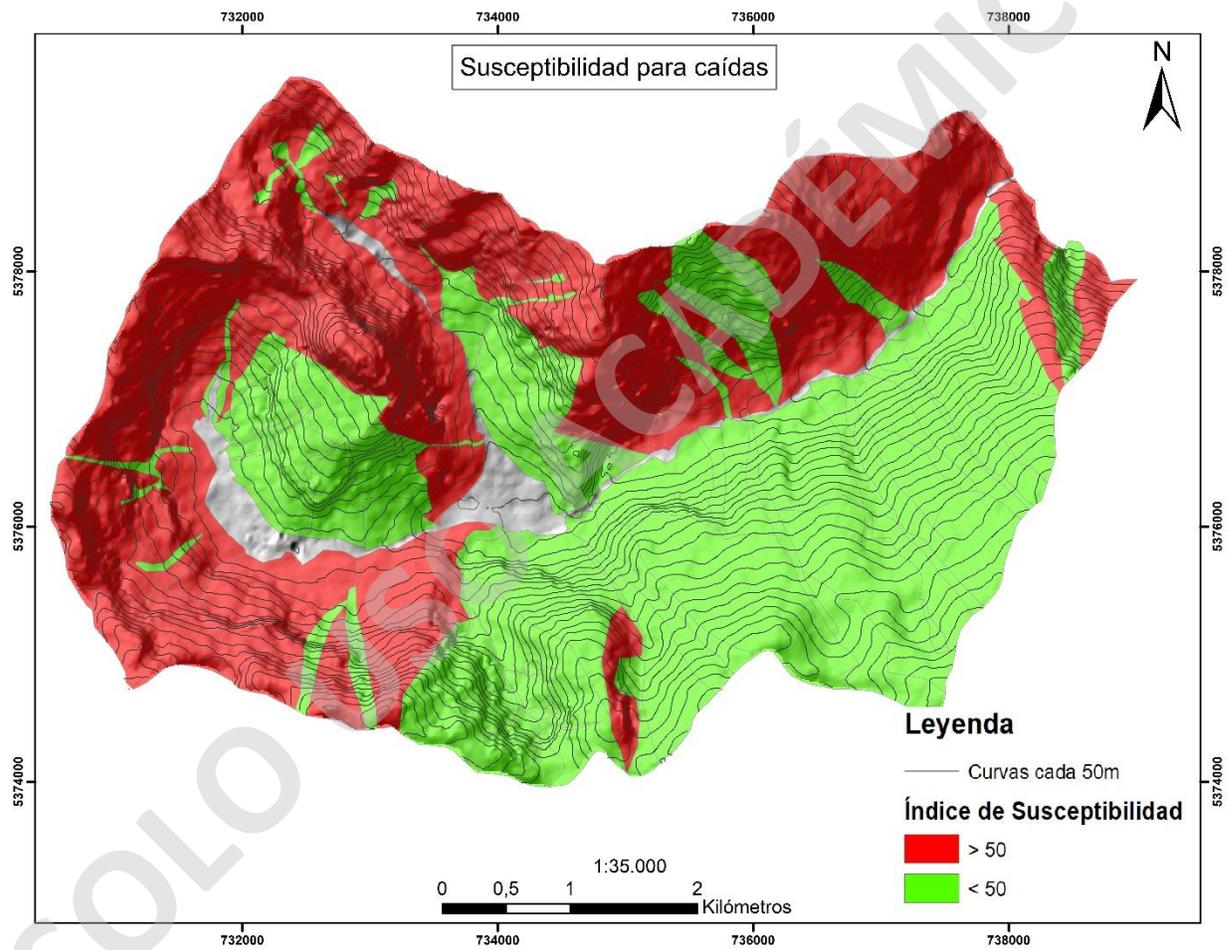


Figura 4.46. Mapa de Índice de Susceptibilidad para caída de roca en el área de estudio.

Finalmente, en el caso de los flujos de detritos (Figura 4.47), las zonas susceptibles a generar este tipo de fenómeno no poseen una distribución espacial específica, sino más bien, se distribuyen de manera homogénea por todo el parque. La mayor susceptibilidad se da en las zonas topográficamente altas, seguido de zonas deprimidas encausándose allí los flujos por estos sectores. Sin embargo, existen otros que no necesariamente se encuentran confinados. Hay una relación entre la presencia de estructuras y el encausamiento de los flujos ocurridos en la zona de estudio. Es importante destacar que cualquier tipo de depósito no consolidado, en particular los recientes, que carecen de vegetación y no tienen un grado de comparación importante, son más susceptibles a ser retransportados si es que se da la condición climática y topográfica para que esto ocurra. En la Tabla 4.5, se presentan los factores que son ponderadores máximos para la ocurrencia de flujos.

Tabla 4.5. Ponderación máxima para factores condicionantes, caso de flujos. Extraído de Lara (2007).

Factores		%
Geomorfología	Pendiente de laderas	40
	Pendientes de canal de drenaje	
	Encajonamiento del canal de drenaje	
	Exposición al sol	
Geología-geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35
	Condiciones de humedad y saturación	
Clima-vegetación	Acumulación de nieve	10
	Cobertura vegetal	
Antecedentes	Aluviones declarados en la hoya	15

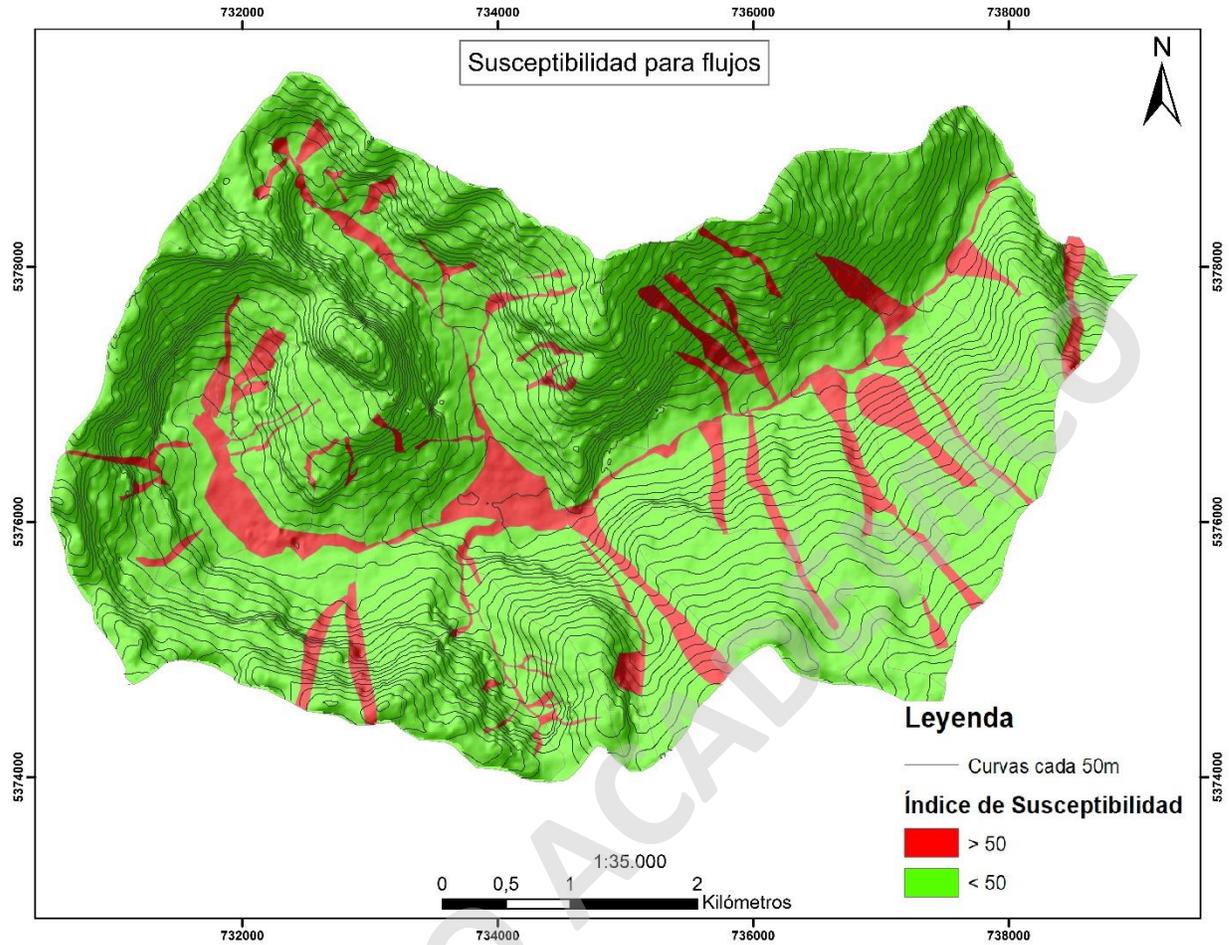


Figura 4.47. Mapa de Índice de Susceptibilidad para flujos de detritos en la zona de estudio.

4.6.3. Evaluación de peligro

A partir de las zonas que son susceptibles para la generación de remociones en masa asociadas a deslizamientos planos, caídas de rocas y flujos de detritos, es que en esta etapa se analiza el peligro de manera cualitativa en función de sus alcances.

Dado los escasos datos estructurales a escala de ladera capturados en terreno y puesto que las condiciones estructurales locales varían de una ladera a otra, se evalúa el peligro de forma cualitativa, con las categorías: alto, medio y bajo.

En el caso de los deslizamientos (Figura 4.48), son considerados los deslizamientos planos de roca y los deslizamientos por cuña. En las zonas donde ocurre mayor probabilidad de ocurrencia de este

proceso, se vincula directamente con la presencia de estructuras que pueden estar controlando este tipo de fenómenos. En sectores como la ladera sur de la zona baja del Valle Quetrus, el peligro está dado por una recurrencia baja del proceso, pues, los depósitos que han sido reconocidos poseen un denso desarrollo de vegetación, indicio de la baja actividad de deslizamientos en el mediano plazo. Sin embargo, dentro del frondoso bosque existen depósitos decamétricos que dan cuenta de actividad aparentemente reciente en el sector. En sectores como el fondo del Valle Quetrus se aprecian depósitos recientes de este fenómeno. Esta zona coincide con el alto peligro y una actividad generalmente reciente por los depósitos y por sus zonas de arranque. La misma situación se da en la zona de Valle Norte, donde existen cuñas expuestas carentes de vegetación, que corresponden a un peligro alto para los deslizamientos en de dicha naturaleza.

Los alcances de los deslizamientos planos se limitan fundamentalmente hasta los pies del talud, lugar donde la zona de peligro sigue siendo alta y, puesto que el valle es estrecho y profundo, el alcance es directamente hacia el fondo de este.

Las zonas clasificadas como peligro medio y bajo se establecieron en función del alcance de estos fenómenos, la presencia de depósitos en el sector y del grado de actividad aparente en función del desarrollo de suelo y vegetación que tengan sobre estos cuerpos de roca. De esta forma, las zonas medias bajas del Sector Mallín se categorizan con peligro medio y la parte más central de este mismo sector se hace con peligro bajo. La misma situación ocurre para el sector del Valle Norte.

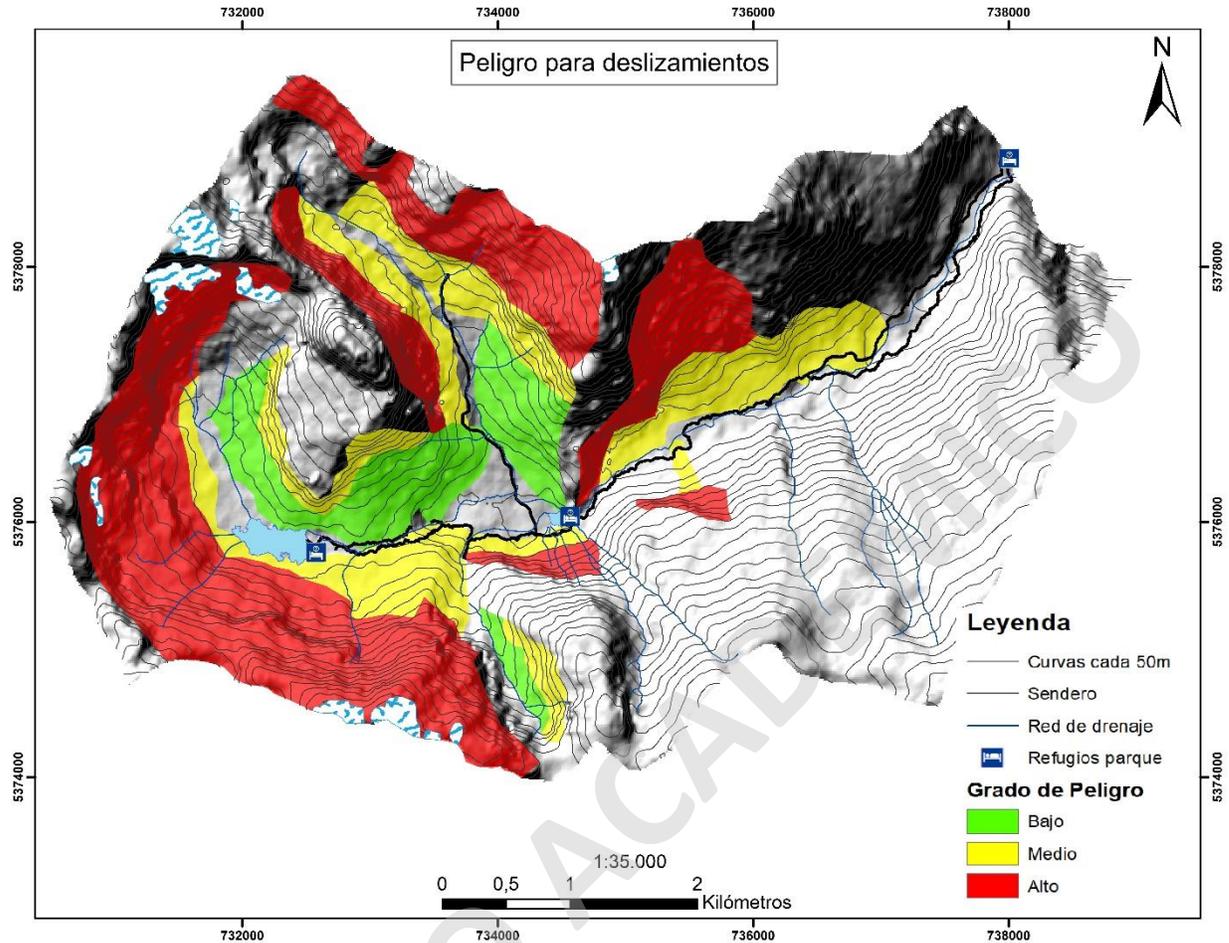


Figura 4.48. Peligros para deslizamientos planos de roca en el Parque Tagua Tagua

En el caso de las caídas de rocas (Figura 4.50), los sectores con mayor probabilidad de ocurrencia se ubican en las zonas donde existen importantes escarpes ($>50^\circ$). Dado lo anterior, y puesto que el parque posee escarpes importantes, sobre todo en la ladera sureste del Valle Quetrus, el mecanismo de caídas de rocas puede haberse originado y transportado mediante caída libre y rebotando, pues son estos dos últimos lo que predominan en la zona de estudio. Para el resto de las caídas de rocas, dada las características del paisaje, es decir, zonas escarpadas seguidas de zonas relativamente planas, los depósitos de estos fenómenos pudieron haber quedado restringidos cerca de las zonas de arranque, las que fueron categorizadas como peligro alto.

La vegetación, por su parte, es un factor importante que incide en el avance de las rocas una vez desprendidas, pues funcionan como agentes que aportan rugosidad al paisaje para disminuir la

energía con la cual se transportan los bloques, por lo tanto, estos últimos terminan depositando aún más cerca de la zona de origen y el peligro alto se relaciona a las cercanías de las laderas que son fuente de estos procesos.

En el sector del Lago Quetrus, como fue mencionado en el apartado 4.2.1 – Caída de rocas, existen cuerpos de roca métricos que se encuentran sobre el cuerpo de agua. Dada la evaluación del peligro, estos podrían haberse transportado mediante rebote para finalmente depositar en el lago. La ocurrencia de este fenómeno pudo haber provocado la perturbación del lago generando *seiche* o tsunamis lacustres y probablemente produciendo flujos o avenidas de detritos aguas abajo como producto del importante desnivel topográfico causado por la falla Valle Norte propuesta por Guajardo (comunicación personal) y que pudo haber afectado al Lago Alerces (Figura 4.49). Sin embargo, la situación descrita anteriormente depende fundamentalmente de la energía con la cual llegaron los bloques y de la batimetría del lago en el momento de la ocurrencia.

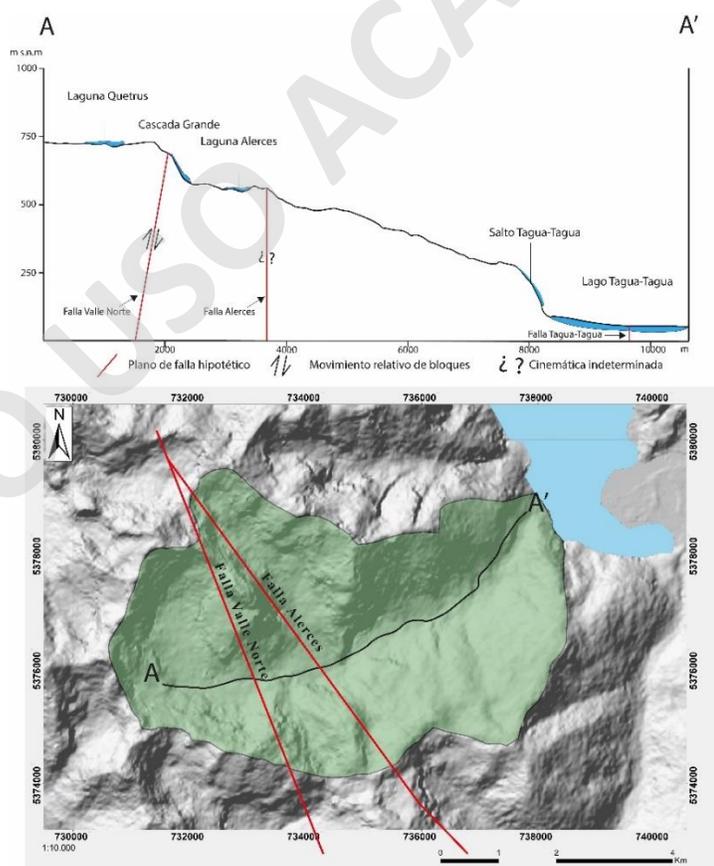


Figura 4.49. Ubicación de las fallas Norte y Quetrus y perfil que muestra el desnivel topográfico que existe entre los dos lagos. Extraído de Guajardo.

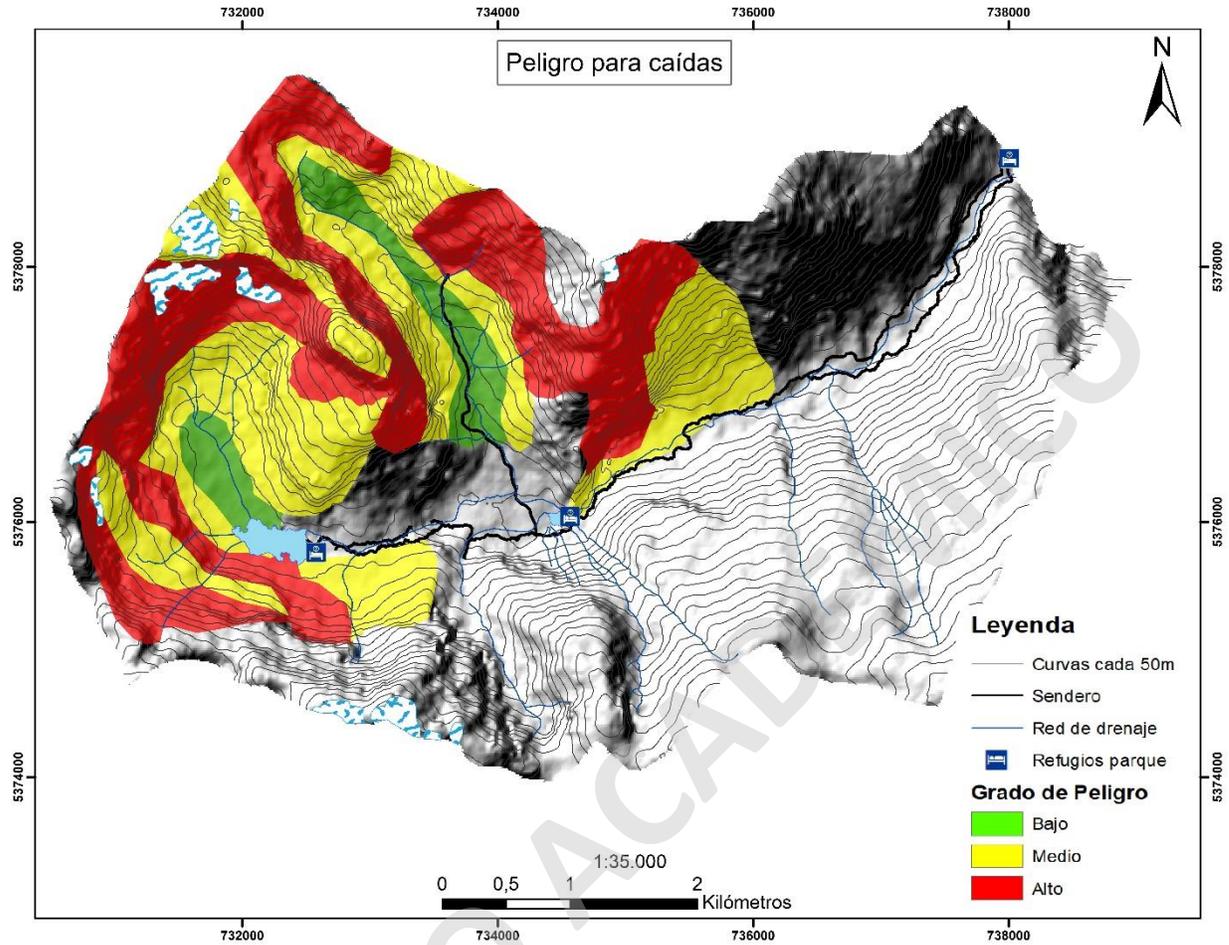


Figura 4.50. Peligro de caída de rocas en el Parque Tagua Tagua.

Finalmente, para el caso de los flujos de detritos, las zonas de alta probabilidad ocurren homogéneamente en el Parque Tagua Tagua (Figura 4.51). Se asume que todas aquellas zonas donde se desarrolla este proceso han recibido aporte detrítico tanto por otros procesos de remoción en masa como por meteorización *in situ*, lo cual favorece el transporte de material una vez desarrollado el fenómeno. El desplazamiento de este tipo de movimiento en masa se inicia normalmente desde zonas de más altas del parque cuando los fragmentos no consolidados pierden la cohesión interna entre ellos y, con la incorporación de agua sumado a la pendiente termina por desencadenar este tipo de movimiento.

Puesto que la zona de estudio es un valle estrecho, los flujos se dan fundamentalmente confinados, no obstante, en el sector del Valle Quetrus, existe un llano topográfico por el cual podrían desconfinarse dichos flujos y, consecuentemente, depositar en el sector.

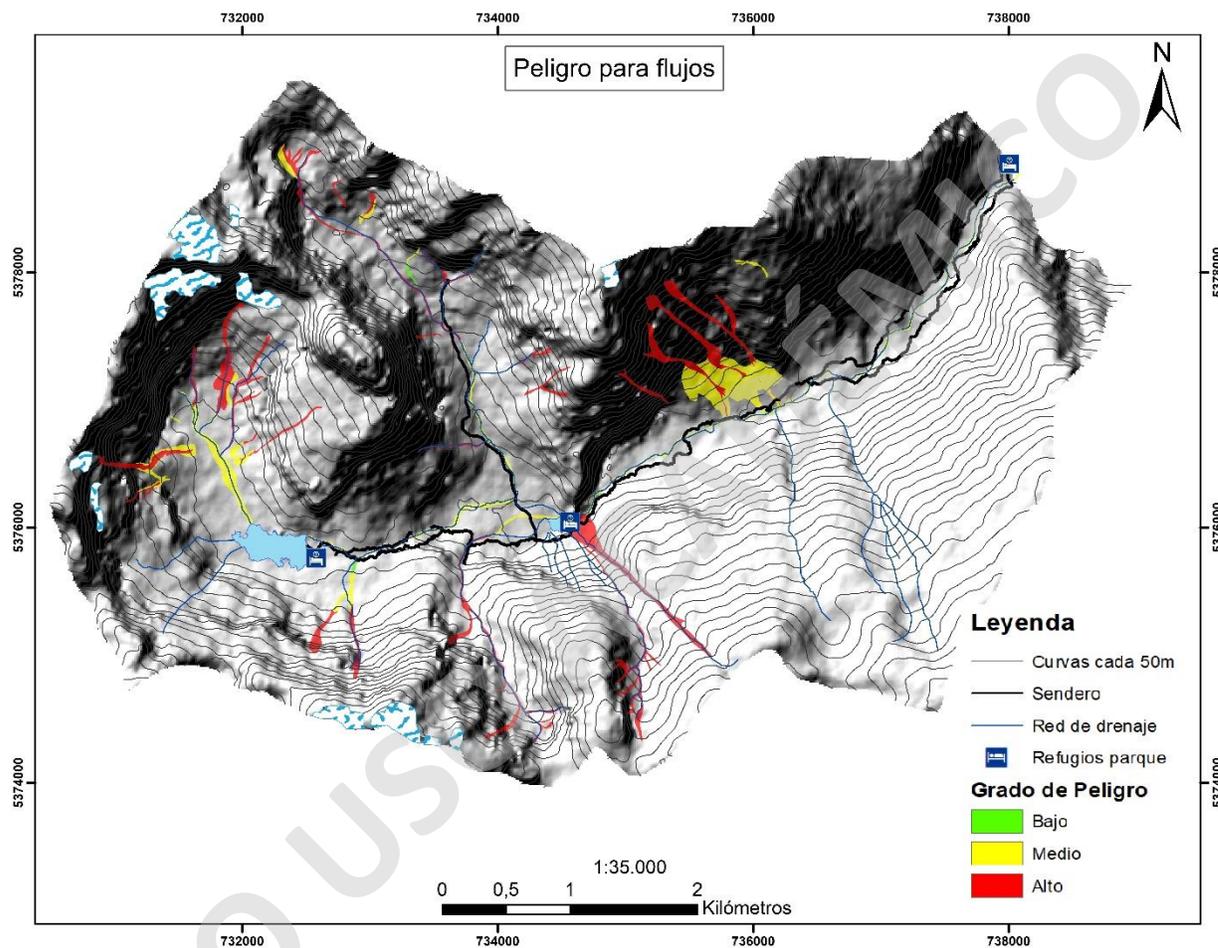


Figura 4.51. Peligro de flujo de detritos para el Parque Tagua Tagua.

5. DISCUSIONES

5.1. Generalidades

De manera general, el paisaje en el Parque Tagua Tagua se ha modelado por factores tanto endógenos como exógenos, es decir, después de la intrusión de los plutones entre el Cretácico y Mioceno y sincrónicamente la actividad de las fallas que se encuentran cercanos a la zona de estudio, la actividad fluvial pudo haber tenido una participación relevante en el inicio de los procesos erosivos que comenzaron a formar el paisaje en la zona. Estos procesos fueron acrecentados por la acción de los glaciares que continuaron dando origen a los valles durante las sucesivas glaciaciones en el Pleistoceno, tales como la Santa María y Llanquihue (Porter, 1981; Rabassa y Clapperton, 1990), ocasionando un paisaje accidentado característico de la erosión glacial. Posteriormente, dicho paisaje ha ido madurando mediante procesos de remoción en masa tales como deslizamientos planos, caídas de rocas y flujos de detritos y depósitos fluviales favorecidos por un clima de intensas precipitaciones, situación que prevalece en la dinámica actual.

5.2. Evolución Geomorfológica

Durante el período glacial, las grandes masas de hielo alcanzaron gran parte del parque hasta la altura donde se encuentra, al menos, la artesa glacial, evidencia conservada del máximo nivel de erosión del hielo. El hecho que en el sector de Valle Norte se reconozcan dos morfologías de circo en el mismo lugar podría deberse a que ocurrieron distintos eventos de avances glaciales dentro de un contexto general de retroceso de las masas de hielo.

La erosión glacial ha estado fuertemente influenciada por estructuras preexistentes orientadas con dirección NNW-SSE. Estas estructuras, como plantean Melnick *et al.*, (2003), son estructuras de segundo orden que pueden estar o no asociadas a estructuras de primer orden como lo es la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui. La evidencia de la existencia previa de estos lineamientos estructurales se reconoce mediante la orientación de los valles glaciales y las estructuras reconocidas en terreno y por otros autores, pues guardan estrecha relación con la orientación del relieve y la formación de

artesas. Lo anterior permite establecer que las fallas que se encuentran en el parque son anteriores al Pleistoceno, pues a partir de ellas, la erosión fluvial-glacial permitió la apertura de los valles.

Los registros de la erosión glacial evidencian que el paso de hielo ha afectado a las rocas de las paredes del valle como se aprecia en la Figura 4.3 y 4.4 del apartado 4.1.1. De ella, han quedado conservadas algunas morfologías características del paso de masas de hielo por el Parque Tagua Tagua, entre las que destacan los característicos valles glaciales que dada su morfología se caracterizan por ser estrechos, profundos y de corta extensión. Lo anterior coincide con lo mencionado por Glasser *et al.*, (2008) quienes mencionan estas mismas características para los valles glaciales de la Cordillera Principal en su segmento occidental, donde los caracteriza como valles de tipo alpinos.

Por otra parte, se preservan las formas de circo, donde eran el punto focal de las grandes masas de hielo que migraban y descendían por los Valles Quetrus y Norte. La zona donde se encuentran los circos parece haber sido un lugar propicio para la acumulación nival, pues estas depresiones semicirculares son también fuente de acumulación nival para los valles adyacentes a la cuenca hidrográfica del Parque Tagua Tagua (Figura 5.1).



Figura 5.1. Acumulación nival en circos glaciales en la zona de estudio y cuencas adyacentes. Imagen extraída de Yandex Satellite.

En cuanto a las estrías glaciales, indican que la migración de los glaciares era esencialmente con dirección NE desde su zona de origen, misma dirección que posee el Valle Quetrus en toda su extensión, además son capaces de evidenciar una altura mínima de al menos 200 m que podrían haber alcanzado los glaciares durante su paso.

El *roche moutonné*, generado como una morfología erosiva producto del paso glacial sobre este cuerpo rocoso, sugiere que este macizo no pudo ser erosionado e incorporado a la masa del glaciar. En su defecto, la gran masa de hielo se monta sobre el cuerpo de roca para seguir abriéndose paso valle abajo. A barlovento, la superficie es más bien suave, pues el glaciar lo utiliza como rampa para su avance. La zona escarpada a sotavento ocurriría producto del arranque de material cuando el hielo se funde por la presión ejercida aguas arriba y penetra las fracturas de la roca, generando una debilidad estructural cuando el agua infiltrada vuelve a congelarse y a ocupar un volumen mayor dentro de las discontinuidades, produciendo una topografía abrupta aguas abajo (Figura 5.2)

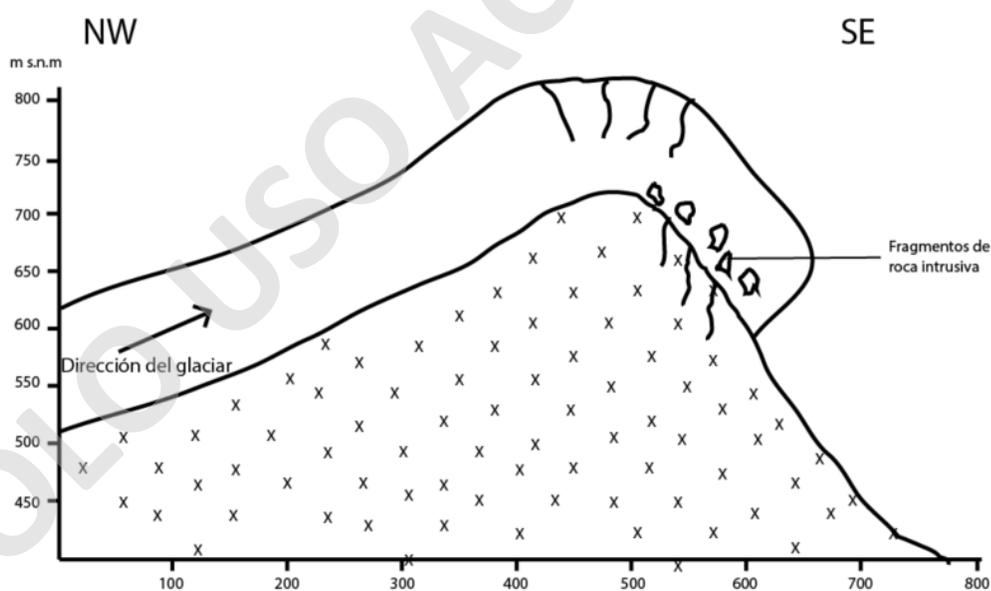


Figura 5.2. Esquema de formación de roche moutonné en el Parque Tagua Tagua.

La formación del Lago Quetrus, correspondería a una cubeta de sobreexcavación glacial que tras el retroceso de los glaciares, dejaron al descubierto estas depresiones topográficas y que

actualmente funcionaría como receptora de agua de precipitaciones y deshielo, procedentes de los glaciaretos del Valle Quetrus con un caudal moderadamente bajo, pues los análisis granulométricos de la orilla del lago sugieren que la condición de transporte ha sido capaz de depositar arenas bien seleccionadas en el sector, descartándose así, desde el punto de vista de los análisis del muestreo, fenómenos aluviales en el pasado cercano. Otra alternativa para la formación del Lago Quetrus es que este se encuentre represado producto de depósitos morrénicos no identificados en la zona este del lago que es la salida del drenaje, causando así la formación en el llano. Dicha situación puede registrar un último estado de avance glacial cual generó depósitos de morrena hacia el segmento norte del lago.

Durante el Holoceno, en el período post-glacial han quedado evidenciadas todas las morfologías mencionadas con anterioridad, en cuanto se han despejado los valles que habían sido ocupados por los glaciares. Este retroceso en la región se habría iniciado cerca de los 18.000 años, período que, al momento de retirar las masas de hielo de los valles del Parque Tagua Tagua, debió haber sido sincrónico con el inicio de los procesos de remoción en masa en el sector.

Se estima que los procesos de remoción en masa ocurrieron en un corto lapso, después de la retirada de las masas glaciales, pues las rocas se reacomodan a la nueva condición tensional producida por la disminución de sobrecarga, proceso que debilita las laderas rocosas y que, finalmente, favorece a la generación de remociones en masas desencadenadas, fundamentalmente por sismos o precipitaciones. Lo anteriormente descrito se vincula con el proceso paraglacial. Un estudio asociado a los procesos peligros de origen glacial y zonas de permafrost de Iribarren-Anaconda *et al.* (2014) sustenta lo mencionado anteriormente, pues ejemplifica que, en el glaciar Yelcho, luego de la contracción de los glaciares, hubo una redistribución del estrés propiciando diversas remociones en masa, entre las que destacan avalanchas de hielo, roca-hielo y lahares además de movimientos masivos. En la medida que retrocedían los glaciares se originaban lagos que posteriormente fueron afectados por procesos gravitacionales desencadenando inundaciones.

Existe la posibilidad de que, a partir de la retirada de los glaciares de los valles del parque, el régimen de erosión haya cambiado, desde uno netamente glacial a uno glacio-fluvial, que adquiriría más importancia fluvial según retrocedían los glaciares (Figura 5.3), hasta que finalmente la erosión se caracterizara por ser esencialmente fluvial-pluvial hacia las etapas terminales del retroceso glacial.

Puesto que la zona fue fuertemente modelada por la acción glacial se espera encontrar depósitos de morrenas en el sector. Sin embargo, estas no han sido reconocidas en el parque. Se establecieron varias hipótesis sobre la ausencia de estas: (1) las morrenas fueron incididas por la acción fluvial que actualmente domina en el parque; (2) fueron cubiertas por los procesos de remoción en masa que se originaron con posterioridad al modelado del valle glacial; (3) se encuentran cubiertas por la densa vegetación que domina en el sector y no fueron observadas durante la campaña de terreno; (4) están geográficamente distantes del parque; (5) una combinación de las 4 hipótesis planteadas o incluso de todas. Dentro de las posibilidades establecidas, se estima que las morrenas frontales podrían encontrarse bajo el Lago Tagua Tagua, pues como establecen Harrison y Glasser (2011), grandes depósitos glaciales se encuentran bajo profundos lagos en la Región de Los Lagos. Otra posibilidad es que podrían haber sido incididas por otra masa glacial proveniente del este y que dejó colgado al Valle Quetrus en el límite con el Lago Tagua Tagua (Figura 5.3). Para las morrenas laterales, en el caso de existir, podrían estar cubiertas por procesos gravitacionales ocurridos con posterioridad o por vegetación o erodadas.



Figura 5.3. Fotografía del Parque Tagua Tagua y alrededores. En rojo se muestra la morfología de erosión glacial y en azul la geofoma de erosión fluvial. En amarillo se muestra el borde del valle que se encuentra colgado con relación al Lago Tagua Tagua.

Con respecto a las remociones en masa ocurridas posterior al retroceso de los glaciares, ocurrieron los primeros eventos de remoción en masa desencadenados por precipitaciones o sismos. En ello, debió haber ocurrido de los más variados tipos de movimientos de masa, pues la condición estructural del parque a escala local favorece la ocurrencia de este tipo de fenómenos. Con posterioridad y una vez acumulado material en los valles, podrían haberse ocasionado los primeros flujos de detritos, gatillado por precipitaciones intensas y por el agua de deshielo de los glaciares. El origen y recorrido de estos flujos de detritos se centró fundamentalmente en las zonas de debilidad estructural, por lo tanto, son coincidentes con ellas.

Los fenómenos de remoción en masa que siguen con posterioridad a los primeros, de acuerdo con las evidencias, son de menor proporción a las anteriores, enfocadas únicamente a escala de ladera y relacionados a factores desencadenantes tanto sísmicos como climáticos. Lo anterior guarda relación con que las pendientes van disminuyendo conforme van ocurriendo los fenómenos de remociones en masa y, por lo tanto, la energía gravitacional disminuye conduciendo a la estabilización de las laderas. Los depósitos tanto de deslizamientos planos, como de caída de rocas se encuentran relativamente cercanos a su fuente, puesto que el valle estrecho no permite que se depositen muy lejos de la zona de origen, además se encuentran cubiertos con vegetación densa o incipiente. Actualmente, los depósitos de remoción en masa corresponden, en su mayoría, a caídas de rocas y flujos de detritos. En cuanto al primer proceso, se localiza de forma puntual en el parque y los flujos de manera homogénea y generados por depósitos coluviales provenientes de las zonas más altas del parque. La evidencia de actividad reciente se reconoce por la carencia de vegetación sobre estos depósitos y por el análisis de imágenes satelitales.

En cuanto a las edades que se conocen con relación a procesos que pudieron haber afectado al parque, el Centro de Observación de la Tierra, Hémera, ha realizado dataciones en los troncos de alerces del Parque Tagua Tagua, resultando conocer la edad de esta especie vegetal. Ellos poseen edades aproximadas de 500 años (Leonardo Durán, conversación personal), lo que hace suponer que los depósitos de bloques de roca que poseen desarrollo vegetacional maduro sobre estos cuerpos tienen un tiempo mínimo de residencia de medio milenio.

Por otra parte, en el Lago Alerces existen troncos de esta especie, por lo que inicialmente se interpretó como un represamiento de agua en la zona que dieron muerte al mencionado bosque. De

acuerdo con Alejandro Venegas (conversación personal) se han realizado análisis dendrocronológicos en 4 troncos distintos del lago. Las estimaciones muestran que los alerces inundados murieron entre 1830 – 1870. Además, dichos árboles pueden vivir un máximo de 10 años en condición inundada.

De acuerdo con lo anterior, y descartando la presencia de depósitos asociados a otros fenómenos de remoción en masa, el represamiento del Lago Alerces ha ocurrido a partir de flujos de detritos generados mediante depósitos aluviales que provienen de la zona sur del parque, coincidente también con la falla inferida. Este flujo o secuencia de flujos se habría depositado con forma de abanico en la salida del drenaje, además, por el norte se encuentra el *roche mountoné* que pudo haber contribuido al represamiento y, consecuentemente, el alza del nivel de agua del sector significó la inundación de la zona formando el lago y, posteriormente, dando muerte a las formaciones vegetales. Actualmente este depósito está en proceso de erosión fluvial y pluvial dando salida al drenaje aguas abajo por el frente del depósito.

5.3. Fuentes de remoción en masa

La generalidad de los depósitos actuales observados y descritos en el Parque Tagua Tagua corresponden a caídas de rocas y flujos de detritos. En cuanto a las caídas de roca, los bloques se caracterizan por ser métricos, de gran tamaño, generalmente asociados a intenso diaclasamiento que se presenta en el sector y sin estar muy distantes de su fuente. Cartográficamente, los depósitos que se encuentran desprovistos de vegetación se encuentran muy bien limitados dado que el acceso y observación es posible en dichas zonas.

Los depósitos de flujos de detritos poseen variaciones en tamaño de los fragmentos mayores dependiendo de la zona de observación. Sin embargo, la litología de estos depósitos corresponde a la misma del área fuente. Las laderas que se encuentran adyacentes al paso de los flujos de detritos poseen estructuras orientadas a favor de la ladera, por lo tanto, pueden ir aportando material detrítico al valle para que luego sea incorporado al frente del flujo una vez este avanza. Dado que existe un fuerte desnivel topográfico con relación al descenso de este proceso en una corta distancia, los flujos adquieren gran energía cuando bajan por las empinadas laderas, con un significativo poder erosivo.

En el caso de los deslizamientos planos de roca, con la zona de arranque muy cercanas a sus depósitos, los fragmentos que lo componen son de tamaños que superan fácilmente los 2 m en su eje mayor. Sin embargo, la magnitud de los depósitos actuales es de menor proporción con respecto a los más antiguos, de acuerdo con su temporalidad relativa. Lo anterior indica que la dimensión de los deslizamientos más antiguos era mayor a los que ocurren actualmente puesto que antes las pendientes de las laderas eran mayores y, con la ocurrencia de fenómenos gravitacionales de grandes dimensiones, las laderas se han ido estabilizando, reduciendo el número y tamaño de las remociones en masa.

5.4. Agentes desencadenantes

Dado que la ubicación geográfica del Parque Tagua Tagua es en la Cordillera Principal, en el segmento norte del Batolito Norpatagónico, influenciada fuertemente mediante estructuras y modelada por erosión fluvial-glacial, se propone que la mayor parte de los fenómenos de remoción en masa están estrechamente vinculados a sistemas estructurales tanto a escala local como regional. Puesto que cercano a la zona de estudio no existen estudios que vinculen actividad sísmica con ocurrencia de procesos de remoción, se considera que estos procesos pudieron haber sido desencadenados tanto por sismos como por precipitaciones anómalas en el sector.

En relación con lo anterior, la certeza de los datos de precipitaciones obtenidos de la Dirección Meteorológica de Chile debe ser menores a las que ocurren en la zona de estudio, pues las mediciones realizadas por sus estaciones representan el segmento oriental de la Depresión Central, perdiendo así la certeza de la precipitación real en las zonas más altas de la cordillera. Sin desmedro de lo anterior, las precipitaciones son un factor que probablemente gatilla procesos gravitacionales con mayor frecuencia que los sismos, pues los efectos de los sismos corticales en el terreno son más heterogéneos, ya que dependen del tipo de suelo, cercanía al epicentro y pendiente, en cambio, las precipitaciones en intensidad son más homogéneas, más aún cuando eventos climáticos como el Fenómeno del Niño se hacen más habituales en la región (Aguayo *et al.*, 2019).

Con relación a los sismos, no pudo ser posible vincularlos a procesos gravitacionales particulares en la zona de estudio. Sin embargo, existe una alta posibilidad de que la actividad asociada a la

ZFLO pueda haber incidido en la ocurrencia de deslizamientos o caída de rocas. Los fenómenos sísmicos asociados a la subducción son también factores que pueden gatillar procesos de remoción en masa del tipo caída de rocas y/o deslizamiento plano si es que la magnitud que afecta a las rocas es igual o superior a $5,5^{\circ} Ml$ para generar fallas de ladera (Rodríguez *et al.*, 1999).

En relación con lo anterior, el represamiento del Lago Alerces mencionado anteriormente se ha vinculado a un terremoto ocurrido en la ciudad de Valdivia el 7 de noviembre de 1837. El sismo se caracterizó con magnitud $8,0^{\circ}$ en escala de Richter. La magnitud del movimiento telúrico en el Parque Tagua Tagua pudo haber sido suficiente para generar licuefacción de materiales coluviales como consecuencia del movimiento y posteriormente saturar el material previamente depositado en la zona para que finalmente se desencadenara el flujo de detritos que descendió por la ladera sur del Valle Quetrus, hasta depositarse y generando un obstáculo para la salida del drenaje, que finalmente constituiría en la inundación de la zona.

En el mes de abril del año 2004, luego de registrarse 184 mm/día en la estación meteorológica Entre Lagos, se desarrollaron 2 flujos de detritos en la cabecera del Valle Quetrus. Esta condición de precipitación era anómala con respecto al mismo mes de los 10 años anteriores. Por lo tanto, se plantea que este tipo de proceso desencadena los eventos aluviales en el parque y podría usarse el valor registrado de lluvia caída que gatilló los flujos, como un umbral para estimar nuevos eventos.

5.5. Susceptibilidad y peligro de remociones en masa

Las rocas del Parque Tagua Tagua presentan condiciones que favorecen la ocurrencia de fenómenos de remoción en masa. Estas características están vinculadas a propiedades únicas del sector que aumentan la susceptibilidad y a que cada uno de los factores que preparan el terreno para la ocurrencia de un fenómeno de remoción en masa tiene un valor incidente que, en diferentes medidas, afectan la ocurrencia del fenómeno.

La zona de estudio, al haber sido modelada por procesos fluvio-glaciales, posee valles con altas pendientes, uno de los principales factores geomorfológicos que opera para generar susceptibilidad de remociones en masa. Adicionalmente, las rocas se encuentran estrechamente fracturadas y con manteos que favorecen el movimiento de rocas, la cual es otra condición fundamental para

condicionar la posibilidad de ocurrencia de procesos gravitacionales, por lo cual merece singular atención los manteos que presentan las discontinuidades, pues son condicionantes para caída de rocas y/o deslizamientos.

Los factores que desencadenarían con mayor razón los procesos de remoción en masa en el Parque Tagua Tagua son las precipitaciones anómalas y con una línea de isoterma más alta de lo normal, pues tienen mayor probabilidad de recurrencia en cortos períodos en comparación con los sismos. Esta situación puede volverse recurrente en el tiempo ya que, según Aguayo *et al.*, (2019) en la cuenca del Río Puelo ocurriría la disminución de las precipitaciones y aumento de la temperatura del aire, causando extensión de las estaciones secas en el sector.

Debido a que las zonas mayormente expuestas y carentes de vegetación se encuentran en las zonas más altas de la hoya hidrográfica y cerca de las cabeceras, como también se carece de datos estructurales que den cuenta de la susceptibilidad de remociones en masa, se ha decidido por tomar un escenario conservador y categorizar dichas zonas susceptibles con un peligro alto.

Para el caso del Lago Quetrus, donde se observa un depósito de caída de rocas sobre éste, es prudente analizar las consecuencias que tendría la ocurrencia de otro evento similar en el cuerpo de agua. Puesto que el lago se encuentra en desnivel topográfico, al igual que el Lago Alerces, la ocurrencia de remociones en masa con un volumen considerable podría producir un tsunami local (*Seiche*) y la consecuencia de ello sería generar un flujo de detritos saturado que afectaría directamente a las instalaciones del parque. La energía con la que se desarrollaría producto del desnivel topográfico de la zona sería alta, por lo cual tendría una alta capacidad erosiva. Las consecuencias de que ocurra un fenómeno como el mencionado anteriormente, en el caso de haber circulación de personas en los senderos, sería catastrófico y asociable a pérdidas humanas.

5.6. Cambio Climático

Se presume que el cambio climático ha afectado a la zona de estudio y sus variaciones se verán intensificadas en forma tal que los aportes a las redes de drenaje serán cada vez más influyentes en su aporte pluvial sobre el nivel producto de la elevación de la isoterma 0°C. La cuenca del Río Puelo se proyecta que sería mucho más sensible hacia 2030-2060 que el período 1980-2010 a los

cambios ambientales (Aguayo *et al.*, 2019). Estos autores identifican que existirá una disminución de las precipitaciones seguida de una larga estación seca, a consecuencia del aumento de la temperatura del aire, además de una constante alza de la isoterma 0°C, con proyecciones de 50 m cada 10 años.

Bajo el contexto anterior, se espera que los procesos de remoción en masa del tipo flujo de detritos, caídas de rocas y deslizamientos puedan ser más recurrentes en el tiempo, pues al existir un alza en la isoterma 0°C, ocurriría precipitación líquida donde antes nevaba. Una vez que los glaciaretos que se conservan aún en los límites del Parque Tagua Tagua se derritan, se expondrían nuevas zonas a la meteorización y erosión pluvial generando nuevas fuentes para los diversos fenómenos de remoción en masa. Sin embargo, menos intensos en términos de alcance, pues entre más frecuente es el fenómeno, la intensidad suele ser menor.

6. CONCLUSIONES

El Parque Tagua Tagua ha sido modelado por agente de origen pluvial, fluvial y glacial los cuales erosionaron las rocas intrusivas impulsadas por la presencia de fallas miocenas asociadas a la ZFLO, que morfológicamente predispusieron la zona a ser erosionadas a lo largo de las trazas.

Las formas glaciales que se han reconocido son valles, estrías, y circos glaciales, entre otras. Las geoformas asociadas a la actividad fluvial corresponden a deltas y barras fluviales alojadas en el fondo del cauce de los cuales se ha determinado que han depositado en condiciones de energía moderada. Adicionalmente se han reconocido depósitos asociados a la actividad de movimientos en masa. Estos depósitos se asocian a deslizamientos planos, caída de rocas y flujos de detritos. Los depósitos de deslizamientos planos son los más voluminosos, pero también los que dan cuenta de la menor actividad relativa en comparación al resto. Las caídas de rocas se encuentran delimitadas a laderas de alta pendiente y diaclasadas distribuidas fundamentalmente en la parte alta del Valle Quetrus. Los flujos de detritos permanecen homogéneamente distribuidos en el parque y están asociados a depresiones topográficas por la que descienden de las laderas tributando en los cauces principales de los valles Quetrus y Norte sobre los cuales se transportan hacia zonas más bajas.

Con relación a las remociones en masa, se evaluó el peligro por alcance para dichos fenómenos. Se determinó que existe un alto peligro para deslizamientos, caídas y flujos. Para los deslizamientos y caídas, estos se ubican normalmente en las partes altas de los valles Quetrus y Norte, sin embargo, dada la abrupta topografía, dichos procesos pueden alcanzar el fondo de los valles. Las zonas de alto peligro para flujos corresponden a los cauces de los ríos del parque. Además, los lagos Quetrus y Alerces, al encontrarse ambos en desnivel topográfico pueden ser el escenario propicio para la ocurrencia de flujos, pues puede ser desencadenado por otros movimientos de masa que perturben el lago generando un potencial tsunamigénico.

Debido al escenario de cambio climático, donde se espera que la isoterma 0°C siga elevándose y las precipitaciones se limiten en períodos restringidos de tiempo seguido por extensas sequías, se irán exponiendo nuevas zonas a la erosión pluvial y fluvial que pueden resultar en nuevas fuentes de remociones en masa en períodos de precipitaciones.

7. RECOMENDACIONES

A modo de recomendación, se sugiere continuar con el trabajo de inventario de procesos de remoción en masa, pues al no realizar un levantamiento constante de información en la zona, el inventario queda desactualizado en la medida que ocurren nuevos fenómenos de remoción en masa. Si se continúa con el trabajo de mapeo de remociones en masa, se seguirá contribuyendo al conocimiento con relación a la zonificación de peligro de remociones en masa.

Una de las mejores alternativas para la evaluación del peligro es la metodología cuantitativa. Dentro de ellas, se sugiere generar un modelo determinista, pues en conjunto con un modelo hidráulico, se podría tener mayor certeza de cómo afectan las precipitaciones en la ocurrencia de remociones en masa, lo que podría otorgar escenarios de inestabilidad potencial bajo diferentes condiciones ambientales. Sin embargo, esta metodología requiere mucha información adicional y datos de entrada tales como parámetros geotécnicos, modelos hidráulicos, parámetros de caudal, topografía de mayor detalle, entre otros para modelar de manera certera. Otra alternativa, es que se podría utilizar modelo probabilístico, y otorgar valores confiables y, al igual que en el caso anterior, se requiere muchos parámetros de entrada.

Para acotar la edad de los depósitos de remoción en masa, se podría seguir utilizando de manera indirecta la datación de los troncos de las formaciones vegetales en el parque, de esta forma se podría restringir o buscar alguna sincronía en la edad de la ocurrencia de procesos gravitacionales en el sector. Adicionalmente, se puede trabajar con isótopos cosmogénicos tales como ^{10}Be como método geocronológico para poder estimar con mejor certeza el tiempo con que la roca ha quedado expuesta a la superficie o mediante luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) para acotar las edades máximas y mínimas de la ocurrencia los fenómenos de remoción en masa.

El Ministerio de Obras Públicas, Bienes Nacionales y Sernageomin deben promover el estudio y zonificación de los peligros geológicos a los que se encuentran expuestos los parques nacionales de circulación turística. Para el caso de las Áreas Protegidas Privadas, se debe tener la misma exigencia, pues los parques también son zonas de interés y aún más cuando el turismo en Chile se centra particularmente en estos lugares.

Dado que la creación del parque en la zona está destinado a la conservación del paisaje, pero también a la educación y entretenimiento de la población, se recomienda la delimitación de circulación

de visitantes por zonas donde el peligro sea alto o bien, aplicar medidas de mitigación estructurales y no estructurales para disminuir el riesgo para la oportuna prevención a los visitantes. Entre las medidas estructurales podría ser la barrera flexible para la retención de flujos de detritos en la quebrada al sur del refugio Alerces. Como medida no estructural, se espera que se promueva la educación, orientación y preparación ante emergencias.

En consideración que la zona de estudio es un parque con afluencia de turistas en gran parte del año, es importante tener en cuenta los peligros a los que pueden exponerse, pues tanto los senderos como los refugios se encuentran en áreas donde el peligro por flujos de detritos es medio a alto. Por lo tanto, es necesario mantener la concurrencia de visitantes limitada, especialmente en la temporada de invierno, donde las precipitaciones incrementan considerablemente en términos de intensidad y duración.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adriasola, A.; Thomson, S.; Brix, M.; Hervé, R.; Stöckhert, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences*, 95, p. 504-528.
- Adriasola, A.; Stöckhert, B. 2008. Cooling histories and deformation of plutonic rocks along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chile (41°-42°15'S). *Revista Geológica de Chile*, 35, p. 39-61.
- Aguayo, R.; León-Muñoz, J.; Vargas-Baecheler, J.; Montecinos, A.; Gerraud, R.; Urbina, M.; Soto, D.; Iriarte, J. 2019. The glass half-empty: climate changes drives lower freshwater input in the coastal system of the Chilean Northern Patagonia. *Climatic Change*, 155, 417-435.
- Albornoz, F. 2018. Evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del fiordo Comau, región de Los Lagos, Chile. Memoria para optar al título de geógrafa. Departamento de Geografía. Universidad de Chile. Universidad de Chile, 1, p. 1-122.
- Arancibia, G.; Cembrano, J.; Lavenu, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*, 26, 3-22.
- Borgatti, L.; Soldati, M. 2005. Geomorphological hazard and human impact in mountain environments: an introduction. *Geomorphology*, 66, p. 7-11.
- Cardinali, M.; Reichenbach, P.; Guzzetti, F.; Ardizzone, F.; Antonini, G.; Galli, M.; Cacciano, M.; Castellani, M.; Salvati, P. 2002. A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, Central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, p. 57-72.
- Carrasco, V.; Parada, M.; López-Escobar, L. 1991. Nuevos antecedentes del Batolito Nor-Patagónico asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui a los 41°30'S, Región de Los Lagos, sur de Chile. Congreso geológico chileno. Resúmenes expandidos. 565-568.
- Carrasco, J.; Osorio, R.; Casassa, G. 2008. Secular tren of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54, p. 538-550.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, p. 55-66.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenu, A.; Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319, p. 129-149.
- Cembrano, J.; Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471, p. 96-113.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society London, The Geology of Chile* p. 231-261.

- Clapperton, C. 1994. The Quaternary glaciations of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67, p. 369-383.
- Cruden, D. 1991. A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43, p. 27-29.
- Cruden, D.; Varnes, D. 1996. Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3: Landslides types and processes. *Transportation research board special report*, p. 36-75.
- De los Ríos, P.; Acevedo, P. 2014. Crustaceans in four pristine north Patagonian Andean shallow ponds (Parque Tagua Tagua, 41°S, Chile). *Crustaceana*, 10, p. 1273-1277.
- Duhart, P.; Mella, M.; Quiroz, D.; Muñoz, J.; Fanning, M. 2000. Litología y Geocronología del Batolito Nor-Patagónico en el Área de Puerto Aysén-Puerto Chacabuco (45°30'S), Región de Aysén, Chile. *Sernageomin*, 1, p. 401-403.
- Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martin, M.; Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-130 Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, 28, p. 179-208.
- Duhart, P. 2008. *Processos metalogeneticos em ambientes de arco magmático tipo andino, caso de estudo: mineralizacoes da regio dos Andes Patagónicos setentrionais do Chile*. Ph. D Dissertation, Sao Paulo University, p. 1-215.
- Fitzek, R. 2014. Restauración ecológica de Bosque Siempreverde Templado Andino y de Bosques de *Fitzroya cupressoides* y *Pilgerodendron uviferum* en Huinay, Region de Los Lagos, Chile. *Universidad Austral de Chile*, p. 1-206.
- Giles, D.; Griffiths, J.; Evans, D.; Murton, J. 2017. *Engineering Geology and Geomorphology of Glaciated and Periglacial Terrains: Engineering Group Working Party Report*. The Geological Society of London, 28, p. 59-370.
- Glasser, N.; Jansson, K.; Harrison, S.; Kleman, J. 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, 27, p. 365-390.
- González de Vallejo, L.; Ferrer, M.; Ortuño, L.; Oteo, C. 2002. *Ingeniería Geológica*. Prentice Hall, Chapter 14, p. 622-662.
- Greenwood, J.; Norris, J.; Wint, J. 2004. Assessing the contribution of vegetation to slope stability. *Geotechnical Engineering*, 157, p. 199-207.
- Gutiérrez, M. 2008. *Geomorfología*. Pearson Educacion, Madrid, Capítulo 7: Laderas y movimientos en masas, p. 229-270.
- Harrison, S.; Glasser, N. 2011. The Pleistocene glaciations of Chile. *Developments in Quaternary Science, Quaternary glaciations – extent and Chronology*, Chapter 54, p. 739-759.
- Hauser, A. 1985. Flujos aluvionales de 1870 y 1896 ocurridos en la ladera norte del volcán Yates, X region: su implicancia en la evolución de riesgos naturales. *Revista Geológica de Chile*, 25, p. 125-133.

- Hauser, A. 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.
- Hervé, F.; Fuentes, F.; Calderón, M.; Fanning, M.; Quezada, P.; Pankhurst, R.; Rapela, C. 2017. Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes: Is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone? *Andean Geology*, 44, p. 1-16.
- Heusser, C. 1990. Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the last glacier maximum. *Revista Geológica de Chile*, 17, p. 3-18.
- Huggett, R. 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. Chapter 10: Glacial and Glaciofluvial landscapes, p. 246-276.
- Hungr, O.; Leroueil, S.; Picarelli, L. 2013. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, p. 167-194.
- Instituto Nacional de Estadística (INE). 2016. Informe Anual.
- Iribarren, P.; Mackintosh, A.; Norton, K. 2014. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40 p. 2-21.
- Lahsen, A.; Moreno, H.; Varela, J.; Munizaga, F.; López-Escobar, L. 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Calbuco y centros eruptivos menores. Departamento de Geología, Universidad de Chile, p. 1 – 215.
- Lamy, F.; Kaiser, J.; Ninnemann, U.; Hebbeln, D.; Arz, H.; Stoner, J. 2004. Antarctic timing of Surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science*, 304, p. 1959-1962.
- Lara, L.; Rodríguez, C.; Moreno, H.; & Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista geológica de Chile*, 28(1), 67-90.
- Lara, M. 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis para optar al grado de magíster mención geología. Departamento de Geología. Universidad de Chile, 1, p. 1-229.
- Legrand, D.; Barrientos, S.; Bataille, K.; Cembrano, J.; Pavez, A. 2011. The fluid-driven tectonics warm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw = 6.1 and Mw = 6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, *Continental Shelf Research*, 31, p. 154-161.
- León-Muñoz, J.; Marcé, R.; Iriarte, J. 2013. Influence of hydrological regime on fan Andean river on salinity temperature and oxygen in a Patagonia fjord, Chile, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 47, p. 515-528.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22, p. 219-234.

- Náquira, M. 2009. Susceptibilidad de remociones en masa en las costas de los fiordos cercanos a Hornopirén, X Región. Memoria para optar al título de geólogo. Departamento Geología, Universidad de Chile, p.1-212.
- Naranjo, N.; Arenas, M.; Clavero, J.; Muñoz, O. 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45°25'S), Chile. *Andean Geology*, 36, p. 137-145.
- Norma Chilena Oficial (NCh 433). 2009. Diseño sísmico de edificios, Instituto Nacional de Normalización (INN-Chile), 2, 1-43.
- Masiokas, M.; Rivera, A.; Espizúa, L.; Villalba, R.; Delgado, S.; Aravena, J. 2009. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 282 p. 242-268.
- Mella, M. 2013. Mapa preliminar de peligros del volcán Apagado. Sernageomin. Subdirección nacional de geología. Escala 1:50.000.
- Melnick, D.; Sánchez, M.; Echtler, H.; Pineda, V. 2003. Geología estructural de la Isla Mocha, Centro-Sur de Chile (38°30'S, 74°W): Implicancias en la tectónica regional. 10° Congreso Geológico Chileno 2003, p. 1-9.
- Mercer, J. 1982. Holocene glacier variations in southernmost South America. *Quaternary Research*, 6, p. 125-166.
- Moreno, H.; Varela, J.; López-Escobar, L.; Munizaga, F.; Lahsen, A. 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno y centros eruptivos menores, Universidad de Chile, Departamento de Geología, p. 1 – 212.
- Moreno, P. 1997. Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20.200 and 9.500 ¹⁴C yr BP. *Journal of Quaternary Science*, 12, p. 485-500.
- Moreno, H. 1999. Mapa de peligros del volcán Calbuco, región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, N°12.
- Molina, C. 2016. Análisis de susceptibilidad de remociones en masa en las costas del fiordo Comau, X región. Memoria para optar al título de geóloga. Departamento de Geología. Universidad de Chile, 1, p. 1-119.
- Moreno, H. 1999. Mapa de Peligros del volcán Calbuco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de Trabajo No.12, escala 1:75.000
- Pankhurst, R.; Rojas, L.; Cembrano, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé (42°-42°30'S). *Tectonophysics*, 205, p. 283-294.
- Pankhurst, R.; Weaver, S.; Hervé, F.; Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal Geology Society, London*, 156, p. 673–694.
- Popescu, M. 2002. Landslide causal factors and landslide remedial options. Keynote Lecture, Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures, Singapore, p. 61-81.

- Porter, S. 1981. Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, 16, p. 263-292.
- Price, R. 1973. Glacial and fluvio-glacial landforms. *Geomorphology text series N° 5*, p. 204-206.
- Proyecto Multinacional Andino. 2007. Movimientos en masa en la region andina: una guía para la evaluación de amenazas. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Publicación Geológica Multinacional N° 4*, Capítulo 1: Tipos de movimientos en masa – clasificaciones, p. 1-34.
- Rabassa, J.; Clapperton, C. 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9, p. 153-174.
- Rebolledo, P.; Fica, R. 2010. La formación de guías de turismo de montaña y alta montaña: el caso chileno. *Gestión Turística*, 14, p. 83-95.
- Rivas, H. 2018. Ecoturismo en Chile: Desafíos de una década de crecimientos en las áreas protegidas del Estado. *Études caribéennes*, 41, consultado el 2 de junio de 2020. https://www.researchgate.net/publication/329202723_Ecoturismo_en_Chile_Desafios_de_una_decada_de_crecimiento_en_las_areas_protegidas_del_estado
- Rivera, A.; Acuña, C.; Casassa, G.; Bown, F. 2002. Use remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level. *Annals of Glaciology*, 34, p. 367-372.
- Rivera, A.; Brown, F. 2013. Recent glacier variations on active ice capped volcanoes in the South Volcanic Zone (37°-46°S), Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, p.345-356.
- Rodríguez, C.; Bommer, J.; Chandler, R. 1999. Earthquake-induced landslide: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, p. 325-346.
- Rosenau, M.; Melnick, D.; Echtler, H.; Glodny, J. 2003. Active tectonics of the Northern Liquine-Ofqui fault zone (Chile/Argentina, 38°-42°S). *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium*. 18.
- Sellés, D.; Moreno, H. 2011. Geología del volcán Calbuco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No.XX*, 30 p. 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Sepúlveda, S.; Seréy, A. 2009. Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the April 21, 2007 Aisén earthquake, southern Chile (45.5°S). *Andean Geology*, 36, p. 131-136.
- Sepúlveda, S.; Náquira, V.; Arenas, M. 2011. Susceptibility of coastal landslides and related hazards in the Chilean Patagonia: The case of Hornopirén (42°S). *Investigaciones Geográficas*, p. 35-46.
- Shakun, J.; Clark, P.; He, F.; Lifton, N.; Liu, Z.; Otto-Bliesner, B. 2015. Regional and global forcing of glacier retreat during the last deglaciation. *Nature Communications* 6, 8059.
- Singer, B.; Ackert, J.; Hervé, G. 2004. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116, p. 434-450.

- Soto, M.; Sarricolea, P.; Sepúlveda, S.; Cabello, M.; Ibarra, I.; Molina, C.; Maerker, M. 2017. Geohazards in the Fjords of Northern Patagonia, Chile. Sea Level Rise and Coastal Infrastructure, Chapter. 7, p. 99-118.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31, p. 161-206.
- Thiele, R.; Hervé, F.; Parada, M.; Godoy, E. 1986. La megafalla Liquiñe-Ofqui en el Fiordo de Reloncaví (41°30'), Chile. *ResearchGate*, 37, p. 31-47.
- Urrutia, R.; Lara, A.; Villalba, R. 2005. ¿Cómo ha variado la disponibilidad de agua en la ecorregión de los bosques valdivianos en los últimos siglos?. *Revista ambiente y desarrollo*, 3, p. 48-57.
- Varnes, D. 1978. Slope movement types and processes. Landslides, análisis and control, special report N°176. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C, Chapter 2, p. 11-33.
- Varnes, D.; IAEG Comission on Landslides. 1984. Landslide Hazard zonation – a review of principles and practice. UNESCO, París, p. 63.
- Vera, J. 2003. Riesgos naturales en la actividad turística. *Revista de Ciencias Sociales*, 23, p. 159-176.
- Viel, M.; Chapron, E.; Muslow, S.; Desmet, M.; Winiarski, T.; Debret, M. 2015. Evidencia de la actividad paleosísmica y caracterización de los procesos sedimentarios en la cuenca subacuática de Reloncaví, Norpatagonia, Chile. *Ciencia Tecnológica Marina*, 36, p. 9-34.
- Villarosa, G.; Masoikas, M.; Outes, V.; Villalba, R. 2008. El monte Tronador. Historia de fuego y hielo. *Researchgate*, 1, p. 627 – 641.
- Villagrán, C. 1995. El Cuaternario en Chile: evidencias de cambio climático. Cap. 11 p. 191-214.
- Watt, S.; Pyle, D.; Naranjo, J.; Mather, T. 2008. Landslide and tsunami hazard at Yate volcano, Chile as an example of edifice destruction on strike-slip fault zones. *Bulletin of volcanology*, 71, p. 559-574.
- Watt, S.; Pyle, D.; Naranjo, J.; Mather, T. 2009a. Landslide and tsunami hazard at Yate volcano as an example of edifice destruction on strike-slip fault zones. *Bulletin of Volcanology*, 71, p. 559-574.
- Watt, S.; Pyle, D.; Naranjo, J.; Rosqvist, G.; Mella, M.; Mather, T., Moreno, H. 2011. Holocene teprochronology of the Hualaihue región (Andean southern volcanic zone ~42°S) southern Chile. *Quaternary International*, 246, p. 324-343.

9. ANEXOS

Tabla 9.1. Asignación de puntajes para susceptibilidad por flujos.

FLUJO DE DETRITOS													
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	IS
0	13	10	7	3	18	2	2	5	0	0	7	1	67
1	13	10	7	3	18	2	2	5	0	0	7	1	67
2	15	0	0	3	13	2	2	3	0	0	0	0	0
3	11	10	7	2	18	2	2	3	0	0	4	1	59
4	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	10	1	67
5	13	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	66
6	11	10	7	0	18	2	2	5	0	0	10	1	65
7	6	10	7	0	18	2	2	5	0	0	10	1	60
8	9	10	7	2	18	2	2	3	0	0	7	1	60
9	13	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	66
10	15	10	7	0	18	2	2	5	0	0	7	1	66
11	15	10	7	0	18	2	2	5	0	0	7	1	66
12	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	64
13	9	10	7	2	18	2	2	3	0	0	7	1	60
14	15	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	68
15	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	64
16	11	10	7	2	18	2	2	3	0	0	7	1	62
17	13	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	66
18	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	64
19	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	64
20	11	10	7	3	18	2	2	5	0	0	7	1	65
21	9	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	62
22	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	64
23	11	10	7	3	18	2	2	0	0	0	4	1	57

FLUJO DE DETRITOS													
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	IS
24	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	10	1	67
25	15	10	7	2	18	2	2	5	0	0	10	1	71
26	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	10	1	67
27	15	10	7	0	18	2	2	5	0	0	10	1	69
28	13	10	7	0	18	2	2	5	0	0	7	1	64
29	13	10	7	2	18	2	2	0	0	0	7	1	61
30	15	10	7	2	18	2	2	0	0	0	4	1	60
31	13	10	7	3	18	2	2	0	0	0	4	1	59
32	13	10	7	3	18	2	2	3	0	0	4	1	62
33	13	10	7	2	18	2	2	0	0	0	4	1	58
34	13	10	7	2	18	2	2	0	0	0	4	1	58
35	13	10	7	3	18	2	2	0	0	0	4	1	59
36	11	10	7	3	18	2	2	0	0	0	7	1	60
37	13	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	66
38	11	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	64
39	9	10	4	0	18	2	2	5	0	0	10	1	60
40	15	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	68
41	15	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	68
42	9	10	7	3	18	2	2	5	0	0	7	1	63
43	15	0	0	3	13	2	2	3	0	0	0	0	0
44	15	10	7	3	18	2	2	3	0	0	7	1	67
45	15	10	7	2	18	2	2	3	0	0	0	0	0
46	15	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
47	15	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
48	13	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
49	13	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0

FLUJO DE DETRITOS													
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	IS
50	9	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
51	13	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
52	13	0	0	3	13	2	2	3	0	0	0	0	0
53	13	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
54	11	10	7	3	18	2	2	3	0	0	7	1	63
55	11	10	7	3	18	2	2	5	0	0	7	1	65
56	11	0	0	2	13	2	2	3	0	0	0	0	0
57	13	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
58	11	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
59	13	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
60	11	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
61	9	0	0	3	13	2	2	3	0	0	0	0	0
62	11	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
63	11	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
64	13	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
65	11	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
66	11	0	0	2	13	2	2	3	0	0	0	0	0
67	11	10	7	3	18	2	2	0	0	0	4	1	57
68	13	10	7	3	18	2	2	0	0	0	4	1	59
69	15	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
70	9	0	0	3	13	2	2	5	0	0	0	0	0
71	13	0	0	3	13	2	2	3	0	0	0	0	0
72	13	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
73	13	0	0	3	13	2	2	5	0	0	0	0	0
74	13	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
75	13	0	0	3	13	2	2	5	0	0	0	0	0

FLUJO DE DETRITOS													
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	IS
76	13	10	7	2	18	2	2	5	0	0	7	1	66
77	13	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
78	13	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
79	9	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
80	13	0	0	2	13	2	2	3	0	0	0	0	0
81	15	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
82	15	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
83	15	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
84	15	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
85	13	0	0	0	13	2	2	0	0	0	0	0	0
86	13	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
87	13	0	0	0	13	2	2	3	0	0	0	0	0
88	13	0	0	0	13	2	2	3	0	0	0	0	0
89	11	0	0	2	13	2	2	3	0	0	0	0	0
90	15	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
91	11	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
92	15	0	0	0	13	2	2	3	0	0	0	0	0
93	13	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
94	13	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
95	13	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
96	11	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
97	11	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
98	15	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
99	13	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
100	9	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
101	15	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0

FLUJO DE DETRITOS													
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	IS
102	11	0	0	2	13	2	2	3	0	0	0	0	0
103	11	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
104	11	0	0	2	13	2	2	0	0	0	0	0	0
105	13	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0
106	11	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
107	11	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
108	11	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
109	11	0	0	2	13	2	2	3	0	0	0	0	0
110	11	0	0	2	13	2	2	3	0	0	0	0	0
111	13	0	0	3	13	2	2	0	0	0	0	0	0
112	9	0	0	0	13	2	2	0	0	0	0	0	0
113	15	0	0	0	13	2	2	0	0	0	0	0	0
114	13	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
115	13	0	0	0	13	2	2	5	0	0	0	0	0
116	15	0	0	2	13	2	2	5	0	0	0	0	0

Tabla 9.2. Asignación de puntajes para susceptibilidad por deslizamientos.

DESLIZAMIENTOS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
0	25	4	2	0	0	0	0
1	25	4	2	0	0	0	0
2	30	18	2	0	0	1	50
3	20	4	2	0	0	0	0
4	20	4	2	0	0	0	0
5	25	4	2	0	0	1	31
6	20	4	2	0	0	0	0

DESlizAMIENTOS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
7	11	4	2	0	0	0	0
8	15	4	2	0	0	0	0
9	25	4	2	0	0	0	0
10	30	4	2	0	0	0	0
11	30	4	2	0	0	0	0
12	20	4	2	0	0	0	0
13	15	4	2	0	0	0	0
14	30	4	2	0	0	0	0
15	20	4	2	0	0	0	0
16	20	4	2	0	0	0	0
17	25	4	2	0	0	0	0
18	20	4	2	0	0	0	0
19	20	4	2	0	0	0	0
20	20	4	2	0	0	0	0
21	15	4	2	0	0	0	0
22	20	4	2	0	0	0	0
23	20	4	2	0	0	0	0
24	20	4	2	0	0	0	0
25	30	4	2	0	0	0	0
26	20	4	2	0	0	0	0
27	30	4	2	0	0	0	0
28	25	4	2	0	0	0	0
29	25	4	2	0	0	0	0
30	30	4	2	0	0	0	0
31	25	4	2	0	0	0	0
32	25	4	2	0	0	0	0

DESlizAMIENTOS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
33	25	4	2	0	0	0	0
34	25	4	2	0	0	0	0
35	25	4	2	0	0	0	0
36	20	4	2	0	0	0	0
37	25	4	2	0	0	0	0
38	20	4	2	0	0	0	0
39	15	4	2	0	0	0	0
40	30	4	2	0	0	0	0
41	30	4	2	0	0	0	0
42	15	4	2	0	0	0	0
43	30	18	2	0	0	1	50
44	30	4	2	0	0	0	0
45	30	18	2	0	0	0	0
46	30	18	2	0	0	1	50
47	30	18	2	0	0	0	0
48	25	18	2	0	0	1	45
49	25	18	2	0	0	1	45
50	15	18	2	0	0	1	35
51	25	18	2	0	15	1	60
52	25	18	2	0	0	1	45
53	25	18	2	0	0	1	45
54	20	4	2	0	0	1	26
55	20	4	2	0	0	1	26
56	20	18	2	0	0	1	40
57	25	18	2	0	0	0	0
58	20	18	2	0	0	0	0

DESlizAMIENTOS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
59	25	18	2	0	15	1	60
60	20	18	2	0	0	1	40
61	15	18	2	0	0	1	35
62	20	18	2	0	0	1	40
63	20	18	2	0	15	1	55
64	25	18	2	0	0	1	45
65	20	18	2	0	0	1	40
66	20	18	2	0	0	1	40
67	20	4	2	0	0	1	26
68	25	4	2	0	0	1	31
69	30	18	2	0	0	1	50
70	15	18	2	0	0	0	0
71	25	18	2	0	15	0	0
72	25	18	2	0	15	1	60
73	25	18	2	0	0	1	45
74	25	28	2	0	15	1	70
75	25	28	2	0	0	1	55
76	25	4	2	0	0	1	31
77	25	18	2	0	15	1	60
78	25	18	2	0	15	1	60
79	15	18	2	0	0	0	0
80	25	18	2	0	15	1	60
81	30	28	2	0	0	1	60
82	30	28	2	0	0	1	60
83	30	28	2	0	0	1	60
84	30	18	2	0	0	1	50

DESlizAMIENTOS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
85	25	28	2	0	0	1	55
86	25	28	2	0	15	1	70
87	25	28	2	0	0	1	55
88	25	18	2	0	0	1	45
89	20	28	2	0	15	1	65
90	30	28	2	0	15	1	75
91	20	28	2	0	15	1	65
92	30	18	2	0	0	1	50
93	25	28	2	0	15	1	70
94	25	28	2	0	15	1	70
95	25	18	2	0	0	1	45
96	20	28	2	0	0	1	50
97	20	28	2	0	15	1	65
98	30	28	2	0	0	1	60
99	25	28	2	0	0	1	55
100	15	28	2	0	15	1	60
101	30	28	2	0	15	1	75
102	20	18	2	0	15	1	55
103	20	28	2	0	15	1	65
104	20	18	2	0	15	1	55
105	25	28	2	0	15	1	70
106	20	28	2	0	0	1	50
107	20	28	2	0	0	1	50
108	20	18	2	0	0	1	40
109	20	28	2	0	0	1	50
110	20	28	2	0	15	1	65

DESGLIZAMIENTOS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
111	25	28	2	0	15	1	70
112	15	28	2	0	15	1	60
113	30	18	2	0	0	1	50
114	25	28	2	0	15	1	70
115	25	28	2	0	0	1	55
116	30	28	2	0	0	1	60

Tabla 9.3. Asignación de puntajes para susceptibilidad por caídas.

CAIDA DE ROCAS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
0	25	3	8	0	0	0	0
1	25	3	8	0	0	0	0
2	32	15	8	0	0	1	55
3	18	3	8	0	0	0	0
4	18	3	8	0	0	0	0
5	25	3	8	0	0	1	36
6	18	3	8	0	0	0	0
7	4	3	8	0	0	0	0
8	10	3	8	0	0	0	0
9	25	3	8	0	0	0	0
10	32	3	8	0	0	0	0
11	32	3	8	0	0	0	0
12	18	3	8	0	0	0	0
13	10	3	8	0	0	0	0
14	32	3	8	0	0	0	0
15	18	3	8	0	0	0	0

CAIDA DE ROCAS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
16	18	3	8	0	0	0	0
17	25	3	8	0	0	0	0
18	18	3	8	0	0	0	0
19	18	3	8	0	0	0	0
20	18	3	8	0	0	0	0
21	10	3	8	0	0	0	0
22	18	3	8	0	0	0	0
23	18	3	8	0	0	0	0
24	18	3	8	0	0	0	0
25	32	3	8	0	0	0	0
26	18	3	8	0	0	0	0
27	32	3	8	0	0	0	0
28	25	3	8	0	0	0	0
29	25	3	8	0	0	0	0
30	32	3	8	0	0	0	0
31	25	3	8	0	0	0	0
32	25	3	8	0	0	0	0
33	25	3	8	0	0	0	0
34	25	3	8	0	0	0	0
35	25	3	8	0	0	0	0
36	18	3	8	0	0	0	0
37	25	3	8	0	0	0	0
38	18	3	8	0	0	0	0
39	10	3	8	0	0	0	0
40	32	3	8	0	0	0	0
41	32	3	8	0	0	0	0

CAIDA DE ROCAS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
42	10	3	8	0	0	0	0
43	32	15	8	0	0	1	55
44	32	3	8	0	0	0	0
45	32	15	8	0	0	0	0
46	32	15	8	0	0	1	55
47	32	15	8	0	0	0	0
48	25	15	8	0	0	1	48
49	25	15	8	0	0	1	48
50	10	15	8	0	0	1	33
51	25	15	8	0	0	1	48
52	25	15	8	0	0	1	48
53	25	15	8	0	0	1	48
54	18	3	8	0	0	1	29
55	18	3	8	0	0	1	29
56	18	15	8	0	0	1	41
57	25	15	8	0	0	0	0
58	18	15	8	0	0	0	0
59	25	15	8	0	0	1	48
60	18	15	8	0	0	1	41
61	10	15	8	0	0	1	33
62	18	15	8	0	0	1	41
63	18	15	8	0	0	1	41
64	25	15	8	0	0	1	48
65	18	15	8	0	0	1	41
66	18	15	8	0	0	1	41
67	18	3	8	0	0	1	29

CAIDA DE ROCAS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
68	25	3	8	0	0	1	36
69	32	15	8	0	0	1	55
70	10	15	8	0	0	0	0
71	25	15	8	0	0	0	0
72	25	15	8	0	0	1	48
73	25	15	8	0	0	1	48
74	25	24	8	0	0	1	57
75	25	24	8	0	0	1	57
76	25	3	8	0	0	1	36
77	25	15	8	0	0	1	48
78	25	15	8	0	0	1	48
79	10	15	8	0	15	0	0
80	25	15	8	0	0	1	48
81	32	24	8	0	0	1	64
82	32	24	8	0	0	1	64
83	32	24	8	0	15	1	79
84	32	15	8	0	15	1	70
85	25	24	8	0	0	1	57
86	25	24	8	0	0	1	57
87	25	24	8	0	0	1	57
88	25	15	8	0	0	1	48
89	18	24	8	0	0	1	50
90	32	24	8	0	0	1	64
91	18	24	8	0	0	1	50
92	32	15	8	0	0	1	55
93	25	24	8	0	0	1	57

CAIDA DE ROCAS							
Unidad	F1	F2	F3	F4	F5	F6	IS
94	25	24	8	0	0	1	57
95	25	15	8	0	0	1	48
96	18	24	8	0	15	1	65
97	18	24	8	0	15	1	65
98	32	24	8	0	0	1	64
99	25	24	8	0	0	1	57
100	10	24	8	0	0	1	42
101	32	24	8	0	0	1	64
102	18	15	8	0	0	1	41
103	18	24	8	0	0	1	50
104	18	15	8	0	0	1	41
105	25	24	8	0	0	1	57
106	18	24	8	0	15	1	65
107	18	24	8	0	15	1	65
108	18	15	8	0	0	1	41
109	18	24	8	0	15	1	65
110	18	24	8	0	0	1	50
111	25	24	8	0	15	1	72
112	10	24	8	0	0	1	42
113	32	15	8	0	15	1	70
114	25	24	8	0	0	1	57
115	25	24	8	0	15	1	72
116	32	24	8	0	15	1	79

SOLO USO ACADÉMICO

El Parque Tagua Tagua es un Área Protegida Privada de 3.000 hectáreas, ubicado en la cuenca del Río Puelo, a orillas del Lago Tagua Tagua, inmerso en la Patagonia Chilena. Fue fundado el año 2013 con fines de preservación, investigación científica y ecoturismo.



info@parquetaguetagua.cl



(+56) 9 8184 0544
(+56) 9 7692 4790



Cochamó, Región de Los Lagos
Chile



(+56) 9 8184 0544
(+56) 9 7692 4790



Figura 9.1. Prototipo de ríptico informativo del Parque Tagua Tagua con relación a la geomorfología y remociones en masa.