



ESCUELA DE  
GEOLOGÍA

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA, SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA Y SUSCEPTIBILIDAD  
VOLCÁNICA DEL PARQUE TAGUA-TAGUA Y LA ZONA NORTE DE LA  
PENÍNSULA DE HUALAIHUÉ, REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE**

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

GABRIEL IGNACIO GUAJARDO GRÜNENWALD

PROFESOR GUÍA

JAVIER ANTONIO REYES VIZCARRA

PROFESOR CO-GUÍA

MATÍAS ALBERTO PEÑA GÓMEZ

Miembro de la Comisión Evaluadora de Examen

FELIPE IGNACIO UGALDE PERALTA

SANTIAGO DE CHILE

Septiembre, 2020

# RESUMEN

## EVOLUCIÓN GEOLÓGICA, SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA Y SUSCEPTIBILIDAD VOLCÁNICA DEL PARQUE TAGUA-TAGUA Y LA ZONA NORTE DE LA PENÍNSULA DE HUALAIHUÉ, REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE

Respecto del origen y evolución de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), así como también de su eventual relación con los episodios de intrusión magmática que construyeron el Batolito Norpatagónico (BNP) no existe consenso actualmente, por lo que en este contexto, la evolución geológica del Parque Tagua-Tagua y la geología de la zona contenida entre la Bahía de Cochamó y la Península de Hualaihué podrían proporcionar antecedentes que permitan, mediante análisis petrográfico y análisis químicos de roca total, dar respuesta a esta interrogante. Además, el entendimiento de la geología de la zona podría ayudar a determinar la relevancia de esta en la susceptibilidad de sus habitantes ante fenómenos sísmicos, volcánicos y otros ligados a estos.

La evolución geológica del Parque Tagua-Tagua habría comenzado con la intrusión de plutones gabroicos y tonalíticos entre el Cretácico y el Mioceno, proceso que se habría visto interrumpido por un periodo dominado por volcanismo atribuido a un régimen tectónico extensional durante el Paleógeno. Luego, la actividad de las fallas Alerces y Valle Norte, la subsiguiente glaciación Llanquihue, el desarrollo de sistemas fluviales y procesos de remoción en masa habrían culminado en el actual paisaje del Parque Tagua-Tagua y del territorio circundante.

Los valores máximos de PGA (>60 % g) que podrían ocurrir

debido a un sismo de magnitud mayor a 7  $M_w$  con hipocentro en la ZFLO son mayores a los registrados en Santiago de Chile durante el sismo 8,8  $M_w$  del 27 de febrero del 2010, y se aproximan a los del famoso sismo de 1906 en la Falla San Andrés. En consecuencia, los potenciales daños podrían ser de similar magnitud guardando las debidas proporciones respecto a la densidad de población, grado de urbanización y a la profundidad hipocentral.

Al contrastar la geomorfología y geología de la zona del fiordo Aysén con la del área de estudio, se deriva que en esta última existe un escenario aún más favorable para la ocurrencia de tsunamis locales producto de remociones en masa como lo ocurrido en Aysén en el año 2007, debido a que en la zona de estudio las pendientes adyacentes a cuerpos de agua son mayores y a que existe una mayor densidad de fallas potenciales de generar sismos corticales de magnitud considerable (>5  $M_w$ ) que puedan desencadenar remociones en masa.

De los volcanes situados cerca del área de estudio, los más proclives a afectar el Parque Tagua-Tagua son los volcanes Calbuco y Apagado, dado que registran erupciones explosivas capaces de generar material particulado que podría ser transportado hasta el parque, no obstante, los efectos que esto pudiese generar no serían de mayor envergadura debido a la distancia del parque respecto a estos volcanes y a su geomorfología. Sin embargo, el Volcán Yate representa un peligro para las vías de acceso al parque, dado que existe registro geológico de avalanchas volcánicas que se han depositado sobre estas. En la zona norte de la península de Hualaihué, el mapa isopáquico de la erupción Ap1 muestra que el volcán Apagado podría generar depósitos de tefra de más de 1 metro de espesor ante una erupción de características similares a las ocurridas en el pasado.

## **AGRADECIMIENTOS**

Debo agradecer en primer lugar a mi profesor guía Javier Reyes, a mi profesor co-guía Matías Peña y a Felipe Ugalde, miembro de la comisión, por la dedicación, el tiempo y la voluntad de guiarme en este trabajo, sobre todo durante el trabajo de campo y por supuesto en la materialización de este mismo. También no puedo dejar de mencionar a mis compañeros que estuvieron conmigo durante el terreno, al Ale, el Mati y el Parrita... se hicieron más llevaderas las semanas de trabajo!.

Agradecer también a quienes han estado desde siempre conmigo, desde mucho antes de la realización de este trabajo. Mis padres, Ivonne y Juan, y mi hermana Denisse que han sido un pilar fundamental de apoyo y contención en este camino arduo, siempre comprendiéndome y dándome fuerzas para no decaer. A mis amigos de siempre, el basti, el mati y el carishock por alegrar los fds entre semanas de estrés y cansancio.

A mi pareja, Flavia, que me ha apoyado en toda circunstancia y ha soportado mi mal humor producto del frecuente estrés que pasé durante la carrera. Ella y nuestro hijo Alonso, llegado en las etapas finales de este trabajo son mi principal motor y motivo de todo lo que hago y lo que haré en el futuro. Los amo ♥♥♥!

# TABLA DE CONTENIDOS

<b>RESUMEN</b> .....	<b>II</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>III</b>
<b>TABLA DE CONTENIDOS</b> .....	<b>IV</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>VI</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	<b>IX</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1 FORMULACIÓN DE LA PROBLEMÁTICA	1
1.2 PRESENTACIÓN	2
1.3 HIPÓTESIS	3
1.4 OBJETIVOS	4
1.4.1 OBJETIVO GENERAL	4
1.4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	4
<b>2. MARCO TEÓRICO Y GEOLÓGICO</b> .....	<b>5</b>
2.1 TEORÍA EN LA SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA	5
2.1.1 CONCEPTOS RELEVANTES	5
2.1.2 SISMICIDAD EN CHILE Y FUENTES SÍSMICAS	6
2.1.3 LEYES DE ATENUACIÓN	8
2.1.4 EFECTO DE SITIO	10
2.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	11
2.2.1 MARCO GEODINÁMICO	11
2.2.2 MARCO MORFOESTRUCTURAL	12
2.2.3 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	14
2.2.4 CLIMA Y VEGETACIÓN	14
2.2.5 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	14
2.2.6 ROCAS INTRUSIVAS	18
2.2.7 ROCAS Y DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS (ver Figura 13)	22
2.2.8 COMPLEJOS VOLCÁNICOS	24
2.2.9 TEFROESTRATIGRAFÍA	27
2.2.10 PELIGROS GEOLÓGICOS	31
<b>3. METODOLOGÍA</b> .....	<b>31</b>
3.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	31
3.1.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	32
3.1.2 OBTENCIÓN Y DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS	32
3.1.3 DESCRIPCIÓN DE AFLORAMIENTOS Y GEOMORFOLOGÍAS	32
3.1.4 CORRELACIÓN DE UNIDADES	33
3.1.5 IDENTIFICACIÓN DE TEXTURAS E INDICADORES CINEMÁTICOS	33
3.2 SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA	33
3.2.1 ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES MULTIESPECTRALES	34
3.2.2 ANÁLISIS DEL RELIEVE DEL TERRENO	36
3.2.3 EVIDENCIAS RECONOCIDAS EN TERRENO	38
3.2.4 RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES ESTRUCTURALES	38
3.2.5 CARTOGRAFÍA DE ESTRUCTURAS	39
3.2.6 REGRESIONES DE WELLS & COPPERSMITH	39
3.2.7 DETERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN DE PGA	39
3.2.8 DETERMINACIÓN DEL EFECTO DE SITIO	41
3.2.9 CONSTRUCCIÓN DE CARTOGRAFÍA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA	41
3.3 SUSCEPTIBILIDAD VOLCÁNICA	42
3.3.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS	42
3.3.2 DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE TEFRA	43
3.3.3 CORRELACIÓN TEFROESTRATIGRÁFICA	43
<b>4. RESULTADOS</b> .....	<b>43</b>

4.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL PARQUE TAGUA-TAGUA	43
4.1.1 DESCRIPCIÓN DE UNIDADES LITOLÓGICAS	43
4.1.2 GEOQUÍMICA	55
4.2 SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA	58
4.2.1 ESTRUCTURAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	58
4.2.2 CLASIFICACIÓN DE SUELO	59
4.2.3 CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE ESTRUCTURAS	61
4.2.4 CARTOGRAFÍA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA	63
4.3 SUSCEPTIBILIDAD VOLCÁNICA	65
4.3.1 PUNTOS DE MUESTREO DE TEFRAS	65
4.3.2 DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE TEFRA	65
4.3.3 ZONAS SUSCEPTIBLES A PELIGROS VOLCÁNICOS	67
4.3.4 MAPA ISOPÁQUICO	69
<b>5. DISCUSIÓN.....</b>	<b>70</b>
5.1 EVENTOS GEOLÓGICOS	70
5.1.1 INTRUSIONES CRETÁICAS	70
5.1.2 INTRUSIONES MIOCENAS	74
5.1.3 INTRUSIÓN DE DIQUES	76
5.1.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	77
5.1.5 EVOLUCIÓN CUATERNARIA	82
5.2 RELACIÓN BNP-ZFLO	87
5.3 SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA	88
5.3.1 CLASIFICACIÓN DEL SUELO	88
5.3.2 INFLUENCIA DEL EFECTO DE SITIO EN LA PGA	92
5.3.3 SENSIBILIDAD DE LONGITUD DE ESTRUCTURAS	94
5.3.4 ALCANCES Y DISCUSIONES METODOLÓGICAS	96
5.3.5 CASOS SIMILARES	97
5.3.6 SISMOS, REMOCIONES EN MASA Y TSUNAMIS	102
5.4 SUSCEPTIBILIDAD VOLCÁNICA	107
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>112</b>
<b>7. REFERENCIAS.....</b>	<b>115</b>
<b>8. ANEXOS.....</b>	<b>120</b>
8.1 MAPA DEL PARQUE TAGUA (ELABORACIÓN PROPIA)	120
8.2 DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS	122
8.3 MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA DEL PARQUE TAGUA-TAGUA	127
8.4 MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	128

# ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación y vías de acceso al área de estudio.	5
Figura 2: Fuentes sísmicas de la interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana. Puntos rojos corresponden a sismos de magnitud >3.5 desde 1973 obtenidos del catálogo NEIC. Modificado de Alfaro (2011).	7
Figura 3: Atenuación de la PGA vs la distancia al plano de ruptura, magnitud del sismo y tipo de suelo. Extraído de Ambraseys & Douglas (2003).	8
Figura 4: Regresiones logarítmicas propuestas por Wells & Coppersmith (1994). (a) Relación entre la longitud de la superficie de ruptura y la magnitud esperada para cualquier cinemática. (b) Líneas de regresión para distintas cinemáticas que relacionan largo de ruptura superficial con magnitud.	9
Figura 5: Aumento de la amplitud de ondas sísmicas en materiales de menor impedancia. Tomado de Tsige & García (2006).	10
Figura 6: Mapa esquemático de la placa Sudamericana y las placas oceánicas del pacífico. Rectángulo rojo indica el área de estudio Extraído de Stern, 2004.	11
Figura 7: Morfoestructuras que enmarcan el área de estudio (rectángulo rojo). CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central y PC: Cordillera Principal. Modificado de Charrier et al. (2007).	12
Figura 8: Mapa esquemático de los volcanes y calderas que constituyen la Zona Volcánica Sur y su subdivisión. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Cembrano y Lara (2009).	13
Figura 9: Geometría a escala regional de la ZFLO y configuración tectónica. Rectángulo rojo indica el área de estudio Extraído de Bertin (2010).	15
Figura 10: Lineamientos asociados a la ZFLO. Líneas gruesas corresponden a estructuras regionales, líneas gruesas indican lineamientos asociados a volcanismo y trazos finos corresponden a estructuras locales. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Mella (2008).	17
Figura 11: Distribución del Batolito Norpatagónico. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Adriasola & Stöckheart (2008).	18
Figura 12: Mapa geológico del área de estudio que muestra la distribución de las unidades del BNP a la latitud 41°30'S. Extraído de Carrasco et al. (1991).	21
Figura 13: Mapa Geológico del área de estudio. Extraído de Sernageomin-BRGM (1995).	23
Figura 14: Ubicación de los edificios volcánicos del área de estudio (Rectángulo rojo).	26
Figura 15: Ubicación de los volcanes asociados a los depósitos de tefra identificados por Watt et al. (2010) en el área de estudio (rectángulo rojo).	27
Figura 16: Columnas tefroestratigráficas del área de estudio. Extraído de Watt et al. (2011).	29
Figura 17: Columnas tefroestratigráficas del borde oriental del fiordo de Reloncaví, inmediatamente al norte del área de estudio. Extraído de Watt et al. (2011).	30
Figura 18: Imagen multiespectral Landsat 8 compuesta de las bandas 4, 3 y 2.	35
Figura 19: Imagen multiespectral Landsat 8 compuesta de las bandas 7,4 y 1.	35
Figura 20: Modelo de elevación digital (DEM) del área de estudio a escala 1:75.000.	36
Figura 21: Mapa de pendientes del área de estudio a escala 1:75.000	37
Figura 22: Sombreado de relieve del área de estudio a escala 1:75.000.	37
Figura 23: Sismos corticales registrados en el catálogo NEIC de la USGS en el área de estudio.	38
Figura 24: Cálculo espacial de ley de atenuación utilizando magnitud esperada (previamente calculada) y raster de distancia (previamente construido).	40
Figura 25: Implementos utilizados en la preparación de muestras de tefra.	42
Figura 26: Distribución espacial de las muestras de roca obtenidas en el Parque Tagua-Tagua	44
Figura 27: Mapa geológico esquemático del Parque Tagua-Tagua a escala 1:10.000.	45
Figura 28: Gabro de hornblenda (resaltado en rojo) con textura fanerítica y cristales de grano grueso en contacto con tonalitas milonitizadas.	46
Figura 29: Oikocristal de hornblenda y chadacristales de minerales opacos en la muestra MAR-14.	47
Figura 30: Cristales de plagioclasa acumulados (zona inferior) de la muestra MAR-14.	47
Figura 31: Tonalita milonitizada (resaltada en rojo) en el sector de Valle Norte.	48
Figura 32: Cristales de cuarzo (resaltados en rojo) elongados en una dirección preferencial y ocasionalmente con geometría sigmoidal.	49
Figura 33: Cristal relicto de biotita elongado en dirección preferencial (flecha bidireccional) junto con minerales opacos.	50
Figura 34: Cristal relicto de biotita (enmarcado en rojo) en mosaico de cuarzos suturados. Se observa reemplazado por clorita y epidota, además de la presencia de minerales opacos.	50

Figura 35: Enclaves graníticos en tonalitas reconocidas en Valle Norte.	51
Figura 36: Cristal anhedral de plagioclasa zonado de la muestra MAR-03. En rojo se destaca el espesor y geometría del último anillo de zonación.	51
Figura 37: Dique máfico y dique félsico intruyendo a tonalitas con enclaves.	52
Figura 38: Sitios de referencia del Parque Tagua-Tagua.	53
Figura 39: Contacto entre dique máfico (a la izquierda) y tonalita de biotita (a la derecha).	54
Figura 40: Cuerpo hipabisal de composición andesítica (resaltado en rojo) cortado por diques félsicos y vetillas de cuarzo.	54
Figura 41: Microlitos de plagioclasa y hornblenda de la muestra MAR-12.	55
Figura 42: Diagrama Spider de tierras raras normalizadas a manto primitivo (McDonough, 1992).	57
Figura 43: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) de las unidades intrusivas definidas.	57
Figura 44: Cartografía de fallas recopiladas de la literatura, fotointerpretadas y/o reconocidas en el área de estudio.	59
Figura 45: Clasificación del suelo según su pendiente a escalas 1:75.000 (imagen superior) y 1:10.000 (imagen inferior).	60
Figura 46: Valores de PGA del área de estudio asociados a potenciales sismos corticales.	63
Figura 47: Mapa de susceptibilidad sísmica asociada a fuentes corticales del Parque Tagua-Tagua a escala 1:10.000.	64
Figura 48: Ubicación de los puntos de muestreo de tefras con su respectiva codificación. Líneas rojas indican los bordes del área de estudio.	65
Figura 49: Acceso desde el norte al Parque Tagua-Tagua expuesto a caída de materia particulado fino proveniente del Volcán Calbuco.	67
Figura 50: Tramo vial de acceso al Parque Tagua-Tagua expuesto a potenciales avalanchas volcánicas y/o lahares provenientes del Volcán Yate.	68
Figura 51: Mapa isopáquico a escala 1:10.000 de la erupción Ap1 del Volcán Apagado construido a partir de muestras de tefra obtenidas en el presente estudio y en Watt et al. (2011).	69
Figura 52: Dataciones de rocas intrusivas en el Parque Tagua-Tagua recopiladas por Carrasco (1995).	71
Figura 53: Historias tiempo-temperatura típicas para plutones cretácicos del BNP obtenidas en Adriasola et al. (2005)	72
Figura 54: Propuesta de distribución espacial de rocas intrusivas miocenas.	74
Figura 55: Historia tiempo-temperatura típica para plutones miocenos del BNP obtenidas en Adriasola et al. (2005).	75
Figura 56: Esquema en perfil de fallas y topografía del Parque Tagua-Tagua	78
Figura 57: Facetas triangulares en el borde nororiental del Lago Tagua-Tagua.	79
Figura 58: Epicentro de sismo 2,7 de julio del 2020 y su relación espacial con la proyección hacia el NW de la Falla Tagua-Tagua.	80
Figura 59: Desplazamientos centimétricos en diques provocados por fallas de menor escala.	81
Figura 60: Geomorfologías glaciales del Parque Tagua-Tagua.	82
Figura 61: Forma de "U" del Valle Norte. Fotografía capturada en la zona alta del valle hacia el sur.	83
Figura 62: Etapas de evolución glacial y post-glacial. 1) Acumulación nival en zonas de mayor altitud y avance del glaciar aguas abajo; 2) Generación de circo glacial; 3) Retroceso glacial aguas arriba; 4) Mayor retroceso glacial y origen de la Cascada Grande; 5) Origen de lago proglacial (Laguna Quetrus) y profundización del valle.	84
Figura 63: Valles colgados en el borde noreste del Lago Tagua-Tagua	85
Figura 64: Troncos de alerces muertos en medio de la Laguna Alerces.	86
Figura 65: Depósitos de remociones en masa aguas abajo de la Laguna Alerces.	87
Figura 66: Comparación de la distribución espacial de los tipos de suelo asignados según distintos rangos de pendiente. a) Suelo suave = <10°; Suelo rígido = 10°-25°; Roca = >25°. b) Suelo suave = <15°; Suelo rígido = 15°-30°; Roca = >30°. c) Suelo suave = <20°; Suelo rígido = 20°-45°; Roca = >45°.	89
Figura 67: Comparación de la distribución espacial de los valores de PGA en el área de estudio según las pendientes utilizadas en la clasificación de suelo. a) Suelo suave = <10°; Suelo rígido = 10°-25°; Roca = >25°. b) Suelo suave = <15°; Suelo rígido = 15°-30°; Roca = >30°. c) Suelo suave = <20°; Suelo rígido = 20°-45°; Roca = >45°.	90
Figura 68: Distribución porcentual de los grados cualitativos de susceptibilidad sísmica según distintas clasificaciones de suelo (a, b y c) en base a rangos de pendientes diferentes.	91
Figura 69: PGA en suelo y roca generadas por sismos corticales y su atenuación con la distancia epicentral.	92
Figura 70: Diferencia en la PGA máxima según la longitud de la ruptura superficial y el tipo de terreno.	93
Figura 71 :Diferencia en valores de PGA según distancia a la zona de ruptura y el tipo de terreno para un sismo de magnitud 7.	94
Figura 72: Comparación de los valores de PGA según la longitud de las estructuras.	95
Figura 73: Comparación de la magnitud y PGA máximo para fallas de rumbo (SS), inversas (R) y normales (N) con distintos largos de ruptura superficial.	96

Figura 74: Aceleraciones sísmicas (%g) registradas durante el terremoto del 27 de febrero del 2010 en la ciudad de Santiago, Chile.	98
Figura 75: Estimación de aceleraciones sísmicas, velocidades sísmicas e intensidades instrumentales para un sismo similar al ocurrido en 1906 en la FSA. Extraído de (USGS, 2003).	100
Figura 76: Estimación de aceleraciones sísmicas, velocidades sísmicas e intensidades instrumentales para un sismo similar al ocurrido en 1838 en la FSA. Extraído de (USGS, 2003).	101
Figura 77: Mapa de pendientes de los alrededores del fiordo de Reloncaví a escala 1:50.000 y morfometría de su perfil transversal.	103
Figura 78: Mapa de pendientes de los alrededores del lago Tagua-Tagua a escala 1:15.000 y morfometría de su perfil transversal.	104
Figura 79: Esquema simple de la fuente de tsunamis locales y zona epicentral del caso de Aysén. Se observa la zona epicentral ubicada sobre la proyección de la traza de la falla Quitralco.	105
Figura 80: Distribución espacial de la probabilidad de que se acumule más de 1 cm de espesor de tefra proveniente del volcán Hornopirén. Estrella roja indica la ubicación del Parque Tagua-Tagua. Extraído de Mella (2013).	108
Figura 81: Distribución espacial de la probabilidad de que se acumule más de 1 cm de espesor de tefra proveniente del volcán Apagado. Estrella roja indica la ubicación del Parque Tagua-Tagua. Extraído de Mella (2013).	109
Figura 82: Distribución espacial de la probabilidad de que se acumule más de 1 cm de espesor de tefra proveniente del volcán Yate. Estrella roja indica la ubicación del Parque Tagua-Tagua. Extraído de Mella (2012).	110

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Geocronología Ar/Ar del complejo volcánico Yate, Hornopirén y Apagado. Extraído de Mella (2008).	25
Tabla 2: Coeficientes que permiten calcular la magnitud a partir del largo de ruptura para cada tipo de cinemática. En la ecuación, M es la magnitud de momento, a y b los coeficientes y SRL el largo de ruptura superficial en kilómetros. Extraído de Wells & Coppersmith (1994).	39
Tabla 3: Resultados de análisis químicos de roca total. MDL = límite de detección; LOI = pérdida por carburación.	56
Tabla 4: Parámetros sísmicos, magnitud esperada y PGA asociadas a fallas según Wells & Coppersmith (1994) y Ambraseys & Douglas (2003). La nomenclatura de las fallas es definida en el presente trabajo y se observa en el mapa de susceptibilidad sísmica expuesto en anexos.	62
Tabla 5: Descripción y correlación de muestras de tefra obtenidas en el presente estudio con unidades tefroestratigráficas definidas en Watt et al. (2010).	66

SOLO USO ACADÉMICO

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 FORMULACIÓN DE LA PROBLEMÁTICA

Desde la década de los 60, múltiples autores (e.g Hervé, Pankhurst, Adriasola, Carrasco, Cembrano) han pretendido desentrañar la historia estructural de la ZFLO y la relación que esta tiene con la evolución del arco magmático de los Andes del Sur, en parte representado por el Batolito Norpatagónico (BNP) a las latitudes del área de estudio. En la actualidad no existe un consenso sobre la cinemática de las estructuras de la ZFLO, las edades de estas mismas, la relación genética que estas poseen entre sí y su relación con los sucesivos episodios magmáticos que dieron origen al BNP. En este sentido, el Parque Tagua-Tagua se contextualiza en los rasgos geológicos mencionados, ya que se encuentra inserto sobre plutones cretácicos y miocenos que componen el BNP (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), los cuales además podrían haberse emplazado a través de fallas de acotada escala (<10 km) de la ZFLO. Es por lo anterior, que conocer los eventos geológicos que resultaron en el paisaje actual del parque y la zona circundante, así como la temporalidad de estos últimos podría dar pie a nuevos antecedentes o discusión sobre la evolución geológica regional a partir de este caso de estudio particular, contribuyendo así a la actual interrogante sobre la relación entre la ZFLO y el BNP.

Por otra parte, la ZFLO es un rasgo geológico que posee gran relevancia en la exposición del área de estudio al peligro sísmico, ya que la presencia de esta otorga la posibilidad de que allí se originen sismos corticales, es decir, con hipocentros someros ubicados en alguna de las múltiples fallas presentes en la zona, incluso en aquellas próximas a lugares poblados. Sumado a lo anterior, la presencia de un clima caracterizado por constantes e intensas lluvias y una geomorfología dominada por fiordos y abruptas pendientes provee un escenario propicio para dar origen a remociones en masa gatilladas por sismos, tal como ocurrió el año 2007 en los fiordos de Aysén, donde un sismo cortical de magnitud 6,2 Mw gatilló una remoción en masa, que al depositarse en el océano produjo marejadas de 6 m de altura que dejaron como resultado a 10 personas desaparecidas y diversos daños a la infraestructura (Naranjo *et al.*, 2009).

Los volcanes activos presentes en el área de estudio o próximos a esta también exponen al territorio y sus habitantes a peligros geológicos, tales como la caída de material particulado asociado a una erupción, avalanchas volcánicas, lahares, entre otros, dado que el registro geológico así lo sugiere.

Por ejemplo, grandes erupciones han sucedido durante el Holoceno (Watt *et al.*, 2011), dentro de las que destaca la erupción Ap1 del volcán Apagado (Mella, 2008), identificada como la de mayor magnitud dentro de la Península de Hualaihué. Así mismo, existen antecedentes históricos de avalanchas volcánicas originadas como producto de colapsos parciales del edificio del Volcán Yate, situación que le otorga el nombre de “El Derrumbe” a un poblado al noroeste de la península de Hualaihué. Con respecto a esto último, en 1965, un flujo de detritos se depositó en el Lago Cabrera, al suroeste del volcán en cuestión, generando un tsunami que acabó con la vida de 27 personas (Watt *et al.*, 2008). Lo anterior deja a la luz un peligro que ha afectado con recurrencia y magnitud considerable a la zona de estudio, otorgándole suma importancia al análisis de los peligros volcánicos que potencialmente podrían afectar a la zona, disminuyendo mediante el conocimiento de dicha información la vulnerabilidad de la población del área de estudio y de los visitantes del Parque Tagua-Tagua frente a estos fenómenos geológicos.

## 1.2 PRESENTACIÓN

El estudio de la evolución geológica del Parque Tagua-Tagua y el conocimiento sobre los peligros geológicos a los que se hallan expuestos sus visitantes, así como su infraestructura y vías de acceso es de gran significancia, ya que, por una parte, permite conocer los procesos comprendidos en el origen del paisaje, otorgándole un valor científico adicional al valor paisajístico de este lugar, y, por otro lado, genera concientización sobre los peligros geológicos, constituyendo esto último un mecanismo que en teoría permite disminuir la vulnerabilidad ante estos.

La zona de estudio está ubicada en la Región de Los Lagos, más específicamente en el sector norte de la península de Hualaihué, entre las latitudes  $41^{\circ}30'S$  y  $42^{\circ}S$  y las longitudes  $72^{\circ}00'W$  y  $72^{\circ}45'W$ , abarcando un área aproximada de  $2.500 \text{ km}^2$  dentro de la que se encuentra, en su porción nororiental, el Parque Tagua-Tagua. Este último corresponde a un parque privado cedido en concesión por el Estado de Chile a la Universidad Mayor, esto con fines de conservación de la biodiversidad e investigación científica, marco en el cual se desarrolla el presente trabajo.

A modo de contextualización, Chile y el margen occidental de Sudamérica se sitúan en un margen convergente activo del tipo subducción, en el que la Placa de Nazca (al norte del paralelo  $46^{\circ}15'S$ ) y la Placa Antártica (al sur del paralelo  $46^{\circ}15'S$ ) subductan bajo la Placa Sudamericana (Cembrano *et al.*, 2007). La Placa de Nazca subducta con un ángulo de convergencia  $N77^{\circ}E$  y una velocidad de  $6,6 \text{ cm/año}$ , en cambio, la Placa Antártica posee un ángulo de convergencia aproximadamente

ortogonal al margen de subducción y subducta con una velocidad de 2,2 cm/año (Stern, 2004). Referente a la subducción de la placa de Nazca, se tienen evidencias que sugieren que este proceso tectónico habría comenzado en el Triásico Tardío (Mpodosis & Ramos, 1989) y que se mantiene hasta la actualidad. Por otro lado, la subducción de la placa Antártica es un proceso más reciente, ya que habría iniciado hace 14-10 Ma (Stern, 2004), coincidiendo así con el periodo de máxima actividad de la ZFLO. Si bien, el proceso de subducción de la Placa de Nazca ha sido continuo durante el transcurso del tiempo, parámetros como la velocidad y el ángulo de convergencia han variado a través de este (Somoza, 1998) generando cambios en la evolución geológica del margen sudamericano (Jordan *et al.*, 2001).

Como producto del proceso de subducción, existen 3 principales zonas de falla de escala cortical y paralelas al margen de los Andes Chilenos que corresponden a: el Sistema de Falla de Atacama (Mesozoico-Cenozoico) en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, el Sistema de Falla Domeyko (Cenozoico) en la Precordillera del norte de Chile y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Meso-Cenozoico) en la Cordillera Principal del sur de Chile (Cembrano *et al.*, 2007).

La ZFLO corresponde a un sistema estructural de larga vida que a su vez se manifiesta como un rasgo morfoestructural de primer orden en toda su extensión (Lara *et al.*, 2006), es decir, entre los paralelos 38°S y 47°S, equivalente a casi 1200 kilómetros de longitud. En adición, esta posee un rumbo aproximado NNE-SSW (Cembrano *et al.*, 2000) y sus fallas controlan el emplazamiento de los principales estratovolcanes y centros eruptivos monogénicos de la porción central de la Zona Volcánica Sur (ZVSC) (Stern, 2004). Finalmente, la actividad de la ZFLO ha ocasionado la deformación (en distintos estados reológicos) de las rocas Meso-Cenozoicas del Batolito Norpatagónico (BNP) (Hervé, 1984; Pankhrust *et al.*, 1999), en donde aquellas de edad miocena se habrían exhumado rápidamente favorecidas por estructuras profundas entre los 40°S y los 47°S (Adriasola *et al.*, 2005). Lo anterior sugiere que la ZFLO es un rasgo geológico de primer orden en el área de estudio, y que posee influencia sobre distintos aspectos geológicos en esta zona.

### **1.3 HIPÓTESIS**

La evolución geológica del Parque Tagua-Tagua estaría definida principalmente por una sucesión de episodios de intrusión magmática que estarían relacionados genética y espacialmente con la ZFLO, y esta última a su vez, haría susceptible a los habitantes del área de estudio a los efectos de sismos corticales y fenómenos relacionados con la actividad volcánica.

## **1.4 OBJETIVOS**

### **1.4.1 OBJETIVO GENERAL**

Entender la geología y la susceptibilidad de la población ante los fenómenos sísmicos y volcánicos a los cuales se expone el área de estudio.

### **1.4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- i. Establecer la evolución geológica del Parque Tagua-Tagua.
- ii. Determinar la susceptibilidad sísmica asociada a fuentes corticales en el área de estudio y su relación con otros fenómenos asociados que podrían ocasionar daños a la población.
- iii. Analizar la susceptibilidad del área de estudio a ser afectada por fenómenos ligados al volcanismo.

## **1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO**

Para acceder a la zona de estudio se debe utilizar transporte terrestre y marítimo. Desde Puerto Varas se debe acceder mediante la ruta 225, para luego desviarse hacia el sur por la ruta V-69 en las cercanías de Ensenada, hasta llegar a la localidad de Puelo, en donde a través de la ruta V-721 se llega al Embarcadero Punta Canelo (ver Figura 1). Desde allí, se debe utilizar un ferry para navegar hasta el Embarcadero Punta Maldonado. Por último, para acceder a la entrada del Parque Tagua-Tagua se debe hacer uso de una embarcación menor particular.

Para acceder a la parte Sur del área de estudio, más específicamente a las localidades de Hualaihué y Hornopirén se deben tomar las rutas V-69 y Ruta 7.

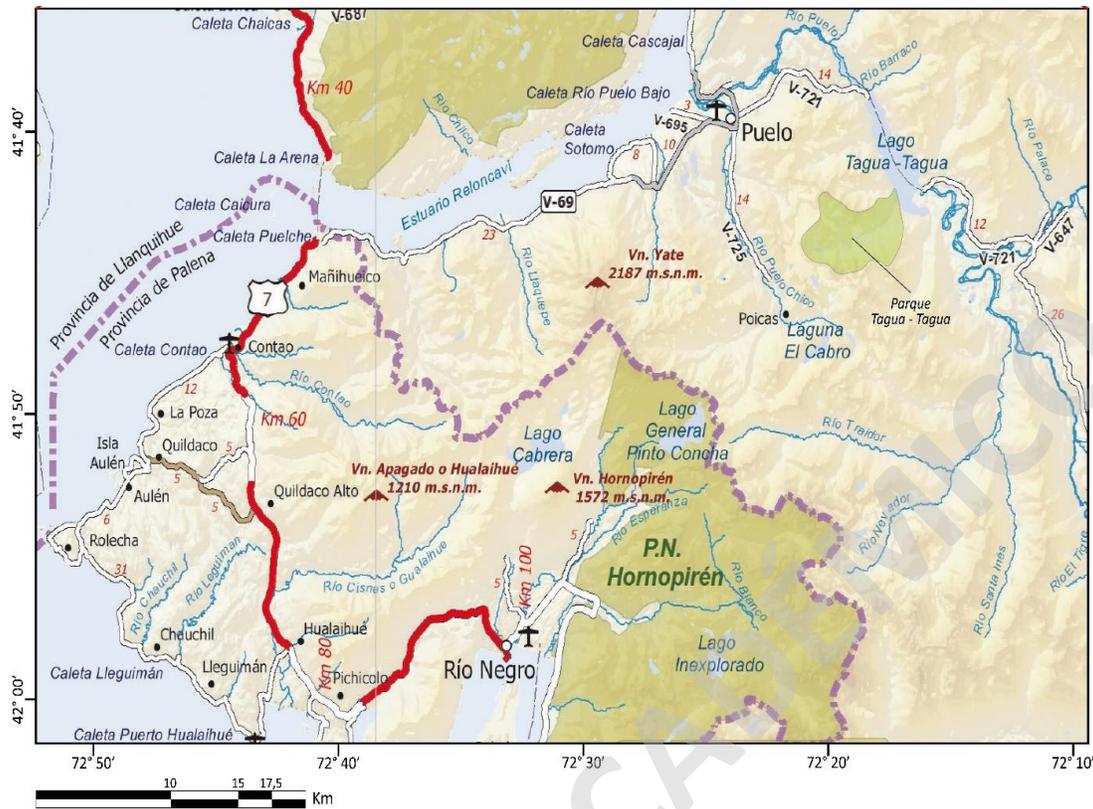


Figura 1: Ubicación y vías de acceso al área de estudio.

## 2. MARCO TEÓRICO Y GEOLÓGICO

En el presente ápice se introducirán conceptos teóricos y técnicos sobre el peligro sísmico. No se introducirán conceptos relacionados con la evolución geológica ni con el peligro volcánico por considerarse estos temas que involucran conceptos de uso y conocimiento común de la geología.

### 2.1 TEORÍA EN LA SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA

#### 2.1.1 CONCEPTOS RELEVANTES

Para una mejor comprensión de las metodologías utilizadas para la determinación de la susceptibilidad sísmica de la zona de estudio, así como para entender el enfoque del análisis de la susceptibilidad sísmica es necesario conocer los siguientes conceptos relevantes asociados al peligro y el riesgo geológico.

En primer lugar, el riesgo puede ser definido como “...el conjunto de amenazas potenciales (de origen geológico en este caso) que pueden generar daños a personas y sus bienes...” (González de Vallejo *et al.*, 2002). Según lo anterior, el término riesgo comprende dos variables relevantes,

la primera, hace referencia a las amenazas potenciales, es decir, a la probabilidad de que ocurra un fenómeno de origen geológico, y la segunda, hace referencia al daño que puede o no generar la ocurrencia de dicho fenómeno en las personas y sus bienes.

Desde lo anterior, es posible estudiar estas dos variables por separado, el peligro o amenaza potencial que es definido como “...*la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno potencialmente dañino, que ocurre en un área y un periodo de tiempo determinado...*” (González de Vallejo *et al.*, 2002), y por otra parte, la vulnerabilidad, que es definida según la Organización de Naciones Unidas (ONU) como “...*la capacidad de respuesta de las construcciones humanas a la activación de una amenaza, o bien, como el grado de pérdida de un elemento o conjunto de elementos como consecuencia de un fenómeno de intensidad definida.*”. La vulnerabilidad es un variable compleja de determinar, ya que esta abarca no solo aspectos ingenieriles relacionados con la infraestructura, sino que también abarca aspectos sociales, económicos, políticos, entre otros.

Un término más adecuado para el enfoque del presente estudio es el de susceptibilidad, el cual González de Vallejo *et al.* (2002) define como “*la posibilidad de que una zona se vea afectada por un determinado fenómeno expresada en grados cualitativos y relativos, y que dependen de los factores que controlan o condicionan la ocurrencia de dicho fenómeno*”. Según lo anterior, el peligro sísmico se determinaría con la realización de análisis probabilístico, el cual permita obtener la frecuencia de ocurrencia de un sismo de cierta magnitud para un periodo de tiempo definido mediante la ley Gutenberg-Richter, y la susceptibilidad sísmica se determinaría con la realización de un análisis determinístico, el cual permita graduar cualitativamente la posibilidad de que una zona particular sea afectada por un sismo de determinadas características (Alfaro, 2011).

### **2.1.2 SISMICIDAD EN CHILE Y FUENTES SÍSMICAS**

En Chile, solo durante el siglo XX, ocurrieron diez sismos de magnitud igual o superior a 8 Mw, entre los cuales se encuentra el terremoto de 1960, que corresponde al más grande desde el comienzo de la sismología instrumental (Barrientos, 2007). Esto permite determinar que, en promedio, ocurre un sismo de magnitud 8 o superior cada 10 años en algún lugar del país, lo que pone a Chile como uno de los países más sísmicos del mundo (Madariaga, 1998). La situación anterior se explica por la dinámica del margen convergente en el que Chile se ubica, en donde la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa continental Sudamericana, dando origen, ya sea de

forma directa o indirecta a sismicidad de diversa naturaleza tectónica (Figura 2), como sismos intraplaca, sismos interplaca, sismos corticales y sismos outer-rise.

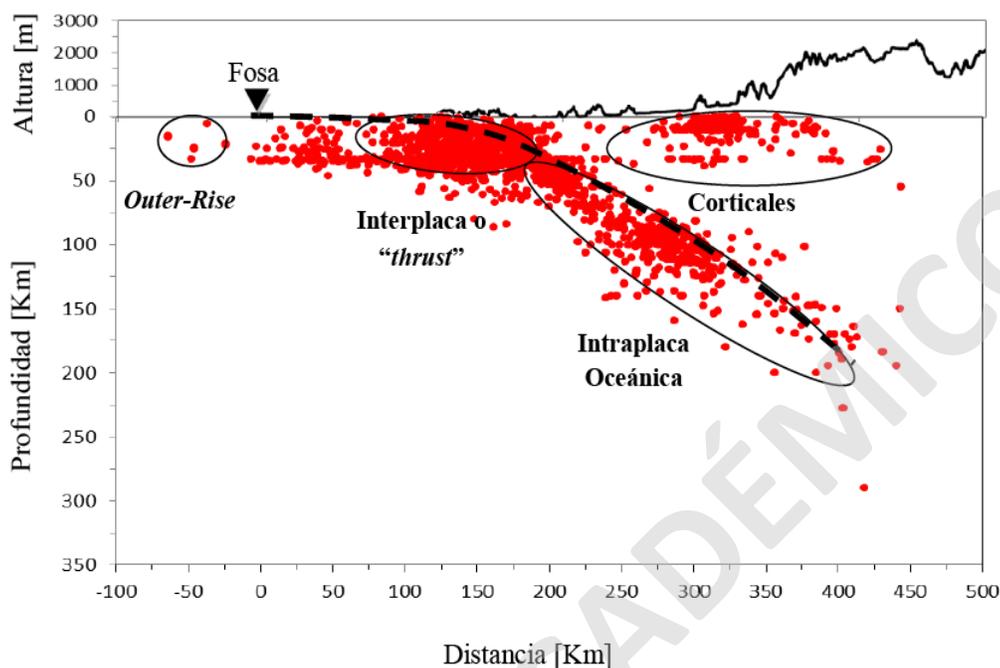


Figura 2: Fuentes sísmicas de la interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana. Puntos rojos corresponden a sismos de magnitud  $>3.5$  desde 1973 obtenidos del catálogo NEIC. Modificado de Alfaro (2011).

Los sismos intraplaca ocurren debido a los procesos de deformación y fractura de la corteza oceánica en las proximidades de la fosa peruano-chilena como resultado de la colisión de la placa de Nazca y Sudamericana. Estos sismos suelen poseer magnitudes menores a 5 Mw y profundidades menores a 40 km. Si bien, los sismos que ocurren en la placa de Nazca también podrían considerarse como sismos intraplaca, a estos se les llaman sismos *outer-rise*.

Los sismos interplaca, o conocidos como sismos del tipo *thrust* por el cabalgamiento de la placa Sudamericana sobre la de Nazca ocurren debido a la acumulación de energía en el contacto entre estas dos placas, la cual al ser liberada produce sismos de grandes magnitudes que involucran las zonas en donde se produce el desplazamiento o ruptura entre dichas placas.

Los sismos corticales, en los que se centra el presente trabajo, ocurren dentro de la placa continental a profundidades menores a 60 km y con magnitudes moderadas (Santibáñez *et al.*, 2015) como producto de las deformaciones generadas por la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Finalmente, los sismos *outer-rise* ocurren costa afuera de la fosa oceánica, con profundidades menores a 30 km, magnitudes menores a 7 Mw y como respuesta a los esfuerzos de flexión que ocurren en la placa de Nazca antes de subductar (CSN, 2016).

### 2.1.3 LEYES DE ATENUACIÓN

La atenuación de las ondas sísmicas no es más que la disminución de la amplitud de estas a medida que viajan a través de un medio de propagación (Figura 3), y ocurre producto de la expansión geométrica del frente de ondas y de la anelasticidad del medio de propagación, debido a que la misma cantidad de energía liberada en el hipocentro se distribuye en un área mayor.

Para calcular la atenuación de las ondas sísmicas producidas en un terremoto particular usualmente se utilizan leyes de atenuación, las que corresponden a expresiones matemáticas en donde sus coeficientes son determinados por un análisis de regresión dado por datos (intensidad, aceleración sísmica horizontal, etc.) medidos instrumentalmente durante la ocurrencia de sismos registrados.

Existen numerosas leyes de atenuación de ondas sísmicas, las cuales, en general, se diferencian en los datos utilizados para su ajuste. En el presente estudio se utilizará la ley de atenuación propuesta por Ambraseys & Douglas (2003), la que se construyó en base a datos de aceleración sísmica horizontal asociada a sismos corticales (Figura 3), ya que en estos se enfoca el presente trabajo.

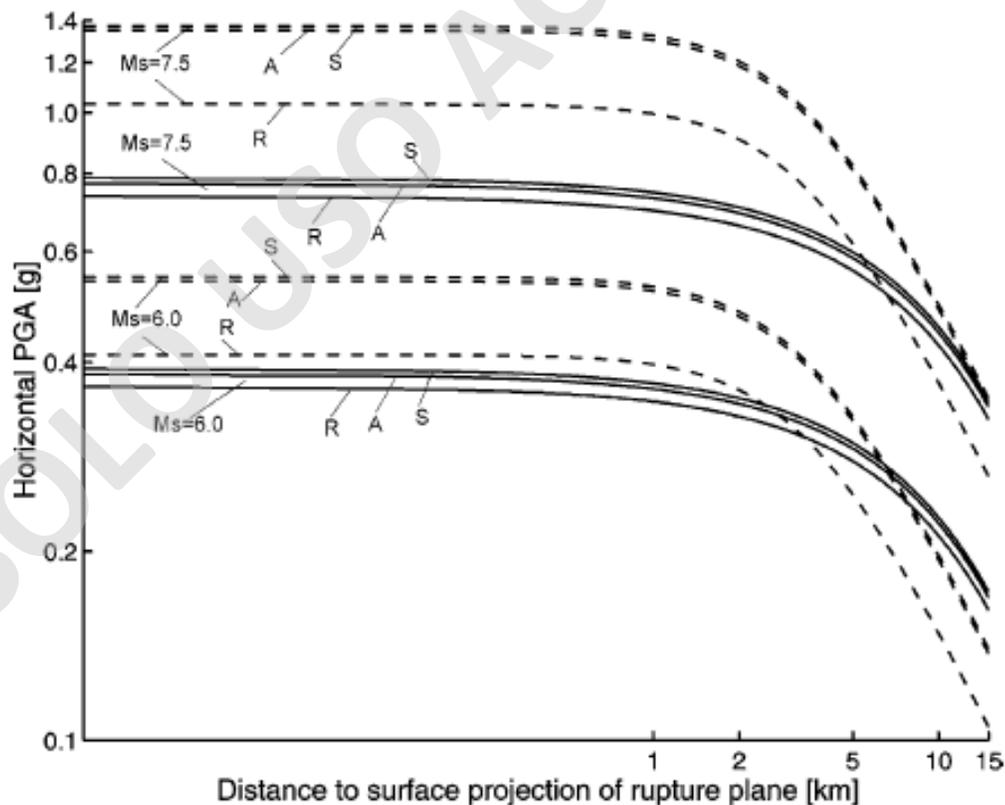


Figura 3: Atenuación de la PGA vs la distancia al plano de ruptura, magnitud del sismo y tipo de suelo. Extraído de Ambraseys & Douglas (2003).

La aceleración sísmica horizontal (PGA) es uno de los parámetros comúnmente utilizados para caracterizar la respuesta sísmica, y la atenuación de esta es una función de la distancia epicentral, magnitud y medio de propagación, que se expresa como (Ambraseys & Douglas, 2003):

$$\text{Log } y = b_1 + b_2 M_s + b_3 d + b_4 S_A + b_5 S_s$$

En donde  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$ ,  $b_4$  y  $b_5$  son constantes obtenidas a partir de la regresión.  $S_a$  y  $S_s$  toman valores de 1 o 0 según la clasificación de suelo o roca fundamentada en la velocidad de las ondas de corte en los primeros 30 m de profundidad ( $V_{s30}$ ),  $M_s$  corresponde a la magnitud de momento del sismo y  $d$  a la distancia epicentral.

Por otro lado, Wells & Coppersmith (1994) propusieron una serie de regresiones logarítmicas que permiten obtener diversos parámetros sísmicos (ancho de ruptura en profundidad, largo de ruptura en profundidad, área de ruptura, desplazamiento máximo y desplazamiento promedio) y una magnitud esperada a partir de la longitud de ruptura superficial y la cinemática de la estructura en cuestión (Figura 4). Dichas regresiones fueron construidas a partir de datos históricos de 421 sismos corticales distribuidos en todo el mundo.

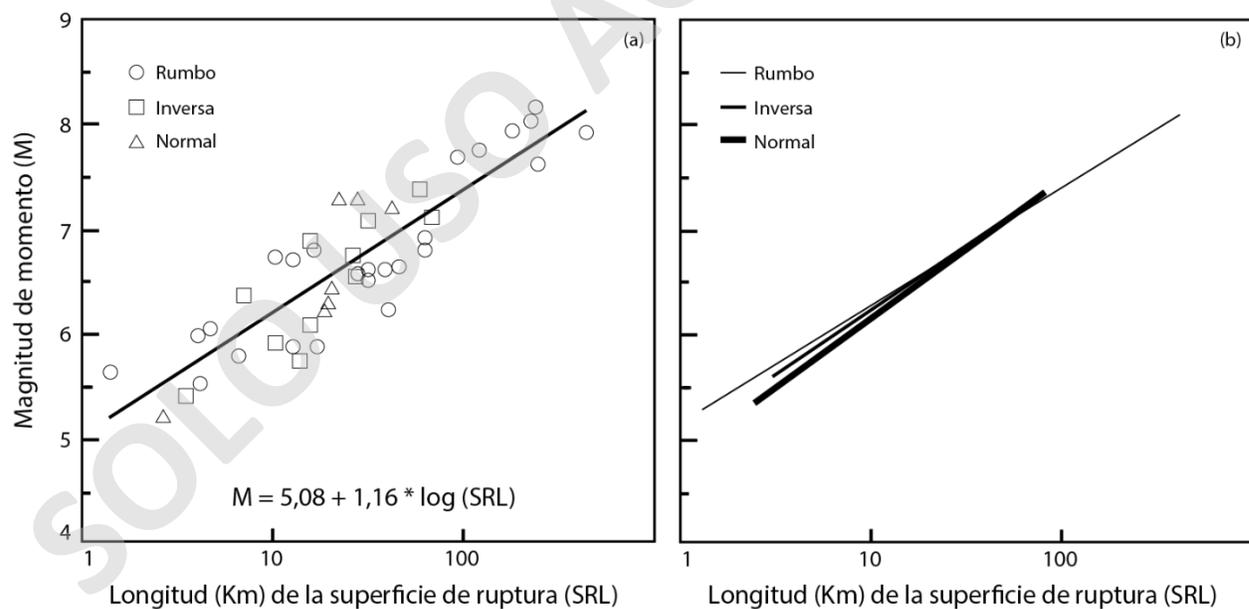


Figura 4: Regresiones logarítmicas propuestas por Wells & Coppersmith (1994). (a) Relación entre la longitud de la superficie de ruptura y la magnitud esperada para cualquier cinemática. (b) Líneas de regresión para distintas cinemáticas que relacionan largo de ruptura superficial con magnitud.

### 2.1.4 EFECTO DE SITIO

La naturaleza y la distribución de los daños que se pueden producir en las infraestructuras con la ocurrencia de un terremoto están muy influenciadas por la respuesta del terreno frente a cargas cíclicas, como consecuencia de lo cual se produce una modificación de la señal sísmica (Aki, 1998). La modificación de esta señal sísmica debida a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas se conoce como efecto de sitio y consiste en la amplificación o atenuación de dicha señal en varios ordenes de magnitud (Tsige & García-Flores, 2006).

Existen dos mecanismos físicos que contribuyen a la amplificación de la señal sísmica en el suelo, estos son: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica. La amplificación geométrica se produce cuando existe un cambio de impedancia entre los medios de propagación, por ejemplo, cuando un depósito sedimentario se dispone sobre un basamento rocoso. Mientras mayor sea la diferencia en la densidad y velocidad de propagación de ondas sísmicas entre dos medios, mayor será la amplificación de las ondas debido a estas pasan a un medio de menor densidad generando el atrapamiento de las ondas, lo que en consecuencia aumenta la amplitud de las mismas (Trigo, 2007) (Figura 5).

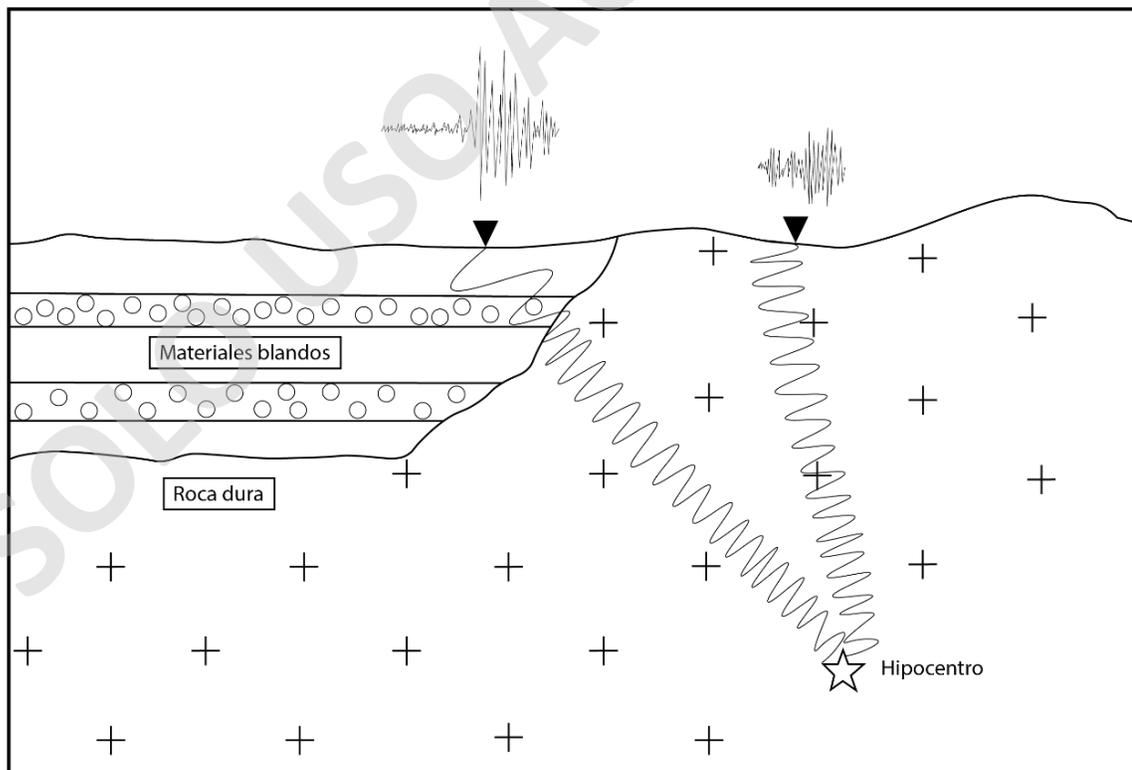


Figura 5: Aumento de la amplitud de ondas sísmicas en materiales de menor impedancia. Tomado de Tsige & García (2006).

## 2.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

### 2.2.1 MARCO GEODINÁMICO

La interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana (Figura 6) provee un ejemplo clásico de un margen convergente del tipo subducción (Dewey & Bird, 1970; en Cembrano *et al.*, 2007) en el que la litósfera continental (Placa Sudamericana) cabalga sobre las placas oceánicas (Placa de Nazca y Placa Antártica) (Cembrano *et al.*, 2007).



Figura 6: Mapa esquemático de la placa Sudamericana y las placas oceánicas del Pacífico. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Stern, 2004.

Las evidencias del proceso de subducción que tiene lugar en el margen occidental de Sudamérica sugieren que este ha ocurrido de forma continua, al menos desde el Triásico Tardío (Mpodozis & Ramos, 1989). La configuración tectónica actual está caracterizada por una subducción levemente oblicua-dextral (N77°E) entre la placa de Nazca y Sudamericana, a una tasa de 7-9 cm/año que ha prevalecido durante los últimos 20 Ma (Angermann *et al.*, 1999).

### 2.2.2 MARCO MORFOESTRUCTURAL

Las morfoestructuras en las que se enmarca el área de estudio del presente trabajo (Figura 7) se elongan paralelas al margen de subducción (aproximadamente norte-sur) y corresponden de oeste a este a: Cordillera de la Costa, Depresión Central y la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2007).

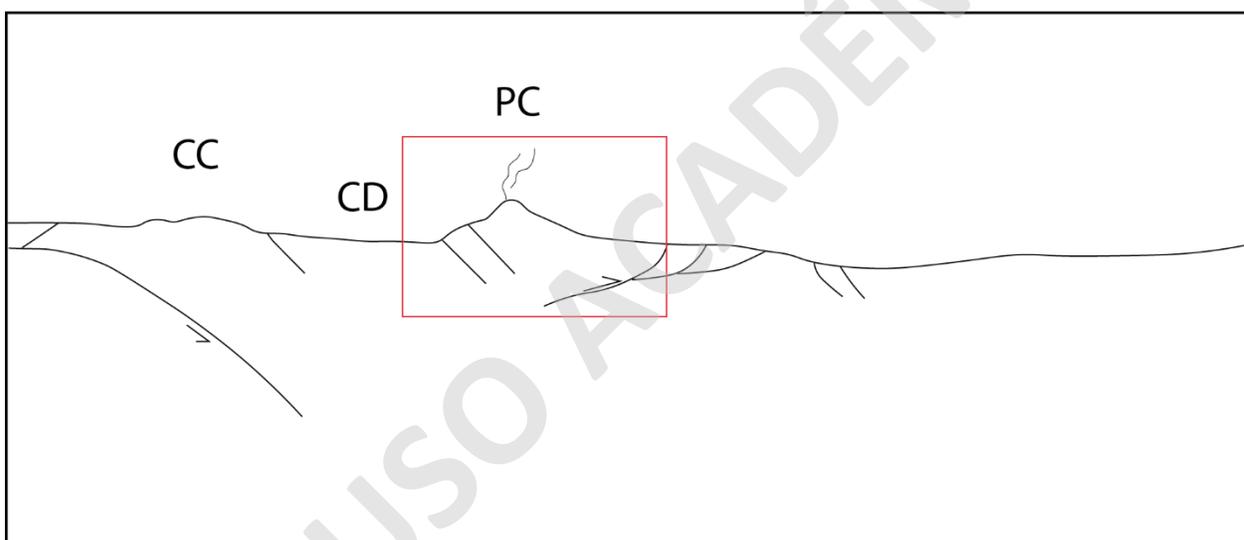


Figura 7: Morfoestructuras que enmarcan el área de estudio (rectángulo rojo). CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central y PC: Cordillera Principal. Modificado de Charrier *et al.* (2007).

Por otra parte, la Cordillera Principal se constituye principalmente por edificios volcánicos que se alinean en el eje de esta (Figura 8), y que en conjunto constituyen la porción Sur del Arco Volcánico denominada Zona Volcánica Sur, extendiéndose entre los paralelos 33°S y 46°S (Stern, 2004). Esta última es a su vez subdividida en 4 subzonas que corresponden a la Zona Norte (ZVSN), Zona Transicional (ZVST), Zona Centro (ZVSC) y Zona Sur (ZVSS) (Stern 2004), ubicándose el área de estudio entre estas dos últimas.

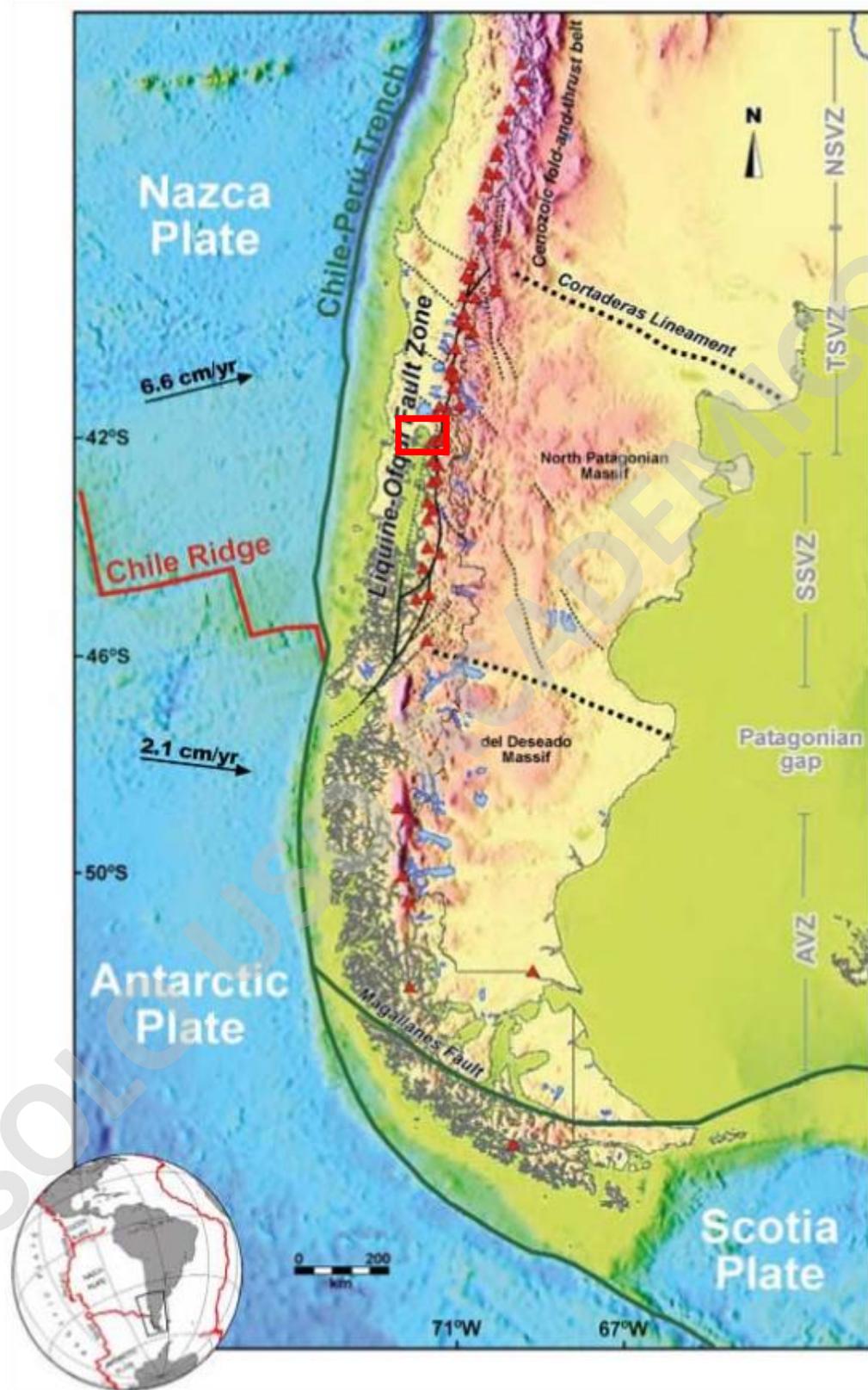


Figura 8: Mapa esquemático de los volcanes y calderas que constituyen la Zona Volcánica Sur y su subdivisión. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Cembrano y Lara (2009).

### **2.2.3 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL**

La geomorfología regional del área de estudio se caracteriza por la presencia de fiordos templados, los cuales corresponden a aquellos que no presentan glaciares en la actualidad (Molina, 2016). Dichos fiordos templados se originaron producto del avance y retroceso glacial hace aproximadamente 14.000 años AP (Molina, 2016), sumado a las fluctuaciones del nivel del mar durante el Cuaternario (Syvitski y Shaw, 1995) y a la posible influencia tectónica durante el Mioceno.

La última glaciación ocurrida en el área de estudio es conocida en la literatura como Glaciación Llanquihue (Mercer, 1976; en Porter, 1981), en donde el hielo alcanzó una extensión, desde la Cordillera Principal hacia la costa, de aproximadamente 95 km como producto de tres episodios de avance entre 43.000 y 10.000 años antes del presente (Porter, 1981).

### **2.2.4 CLIMA Y VEGETACIÓN**

La taxonomía climática propuesta por Köppen (1931; en Molina, 2016) para el área de estudio corresponde a un clima templado húmedo con ausencia de estación seca. Según datos obtenidos de la estación meteorológica de la Fundación San Ignacio de Huinay, ubicada aproximadamente a 40 km al sur del área de estudio, el promedio anual de precipitaciones alcanza los 5.332 mm con una temperatura media anual de 10,3 °C. Durante la época invernal la isoterma cero se ubica a los 300 m (s.n.m), mientras que en verano alcanza una altitud de 800 m (s.n.m), por lo que sobre dicha altitud la nieve se mantiene durante todo el año. Datos adicionales son una humedad anual que varía entre 83% y 93%, y una radiación total anual promedio de 3.600 MJ/m<sup>2</sup>.

En cuanto a la vegetación, en el área de estudio se presentan bosques de tipo siempre-verde andino, caracterizados por el dominio de coigües, estepas y laureles a altitudes menos a los 250 m (s.n.m). Sobre esta altitud se presenta el bosque Norpatagónico que se diferencia del anterior por presentar maños de hoja corta entre los 550 y 700 m (s.n.m). Finalmente, sobre los 1000 m (s.n.m) aparece el bosque alto andino con presencia de lengas y helechos (Molina, 2016).

### **2.2.5 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Hervé, 1976) corresponde a una zona de falla de cizalle dextral transpresiva de intra-arco, la cual se extiende, entre las latitudes 38°S y 47°S por más de 1.200 km con un rumbo aproximado NNE-SSW (Cembrano *et al.*, 1996; Cembrano *et al.*, 2000;

Cembrano *et al.*, 2007; Lange *et al.*, 2008; Cembrano & Lara, 2009), y en donde se ubican los principales estrato-volcanes y centros eruptivos monogenéticos de la ZVSC y la ZVSS (Stern, 2004) (Figura 9).

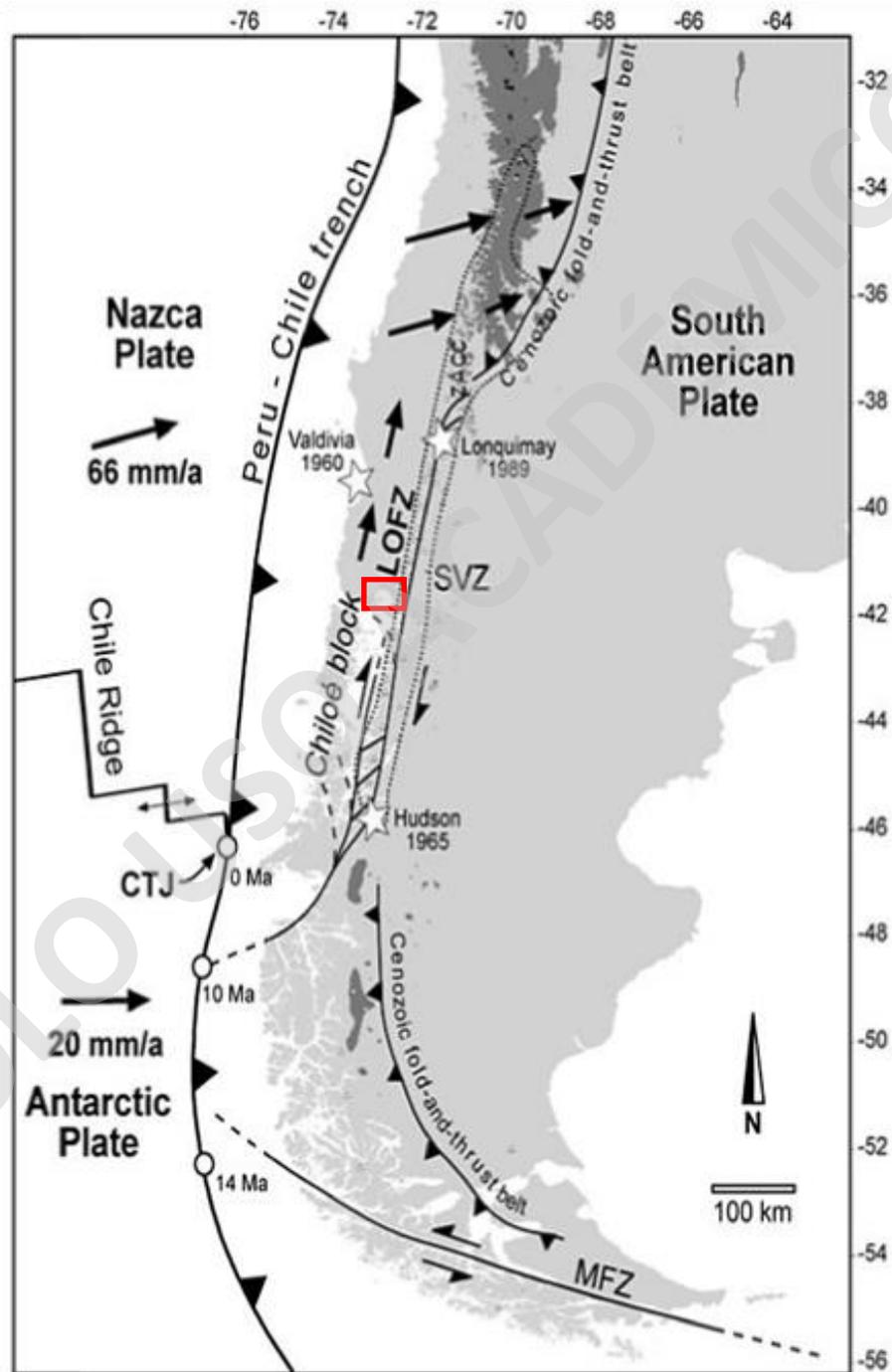


Figura 9: Geometría a escala regional de la ZFLO y configuración tectónica. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Bertin (2010).

Existen tres grupos de lineamientos que se pueden observar a lo largo de la ZFLO, los cuales se diferencian en su rumbo, geometría y extensión, estos son: (1) dos lineamientos de cientos de kilómetros de extensión con rumbo NNE; (2) al menos cuatro lineamientos rectos de tendencia NE con longitudes del orden de decenas de kilómetros; y (3) tres lineamientos curvados de tendencia NNW, con longitudes del orden de cientos de kilómetros y cóncavos hacia el Suroeste (Cembrano *et al.*, 1996). Además, Sánchez *et al.* (2013, en Ruiz) se refiere a lineamientos WNW como fallas pre-andinas reactivadas como fallas de rumbo sinestrales que constituyen el Sistema de Fallas de Larga-vida oblicuas al Arco (SFLA). Finalmente, la actividad de la ZFLO habría alcanzado su *peak* durante el Mioceno (Carrasco *et al.*, 1991).

Por otro lado, Mella (2008) realizó una cartografía de estructuras en la Península de Hualaihué (Figura 10), y además señala que existen dos posibles mecanismos que explican la configuración actual de la ZFLO. El primero de estos corresponde a la convergencia de la Dorsal de Chile entre los 14 a 10 Ma (Cande & Leslie, 1986; en Mella, 2008), lo que no solo explicaría la actual configuración de la ZFLO, sino que también la cinemática de esta misma (Nelson *et al.*, 1994; en Mella, 2008). En este sentido, Adriasola *et al.* (2005) sugiere una alta tasa de exhumación (1-2 mm/año) de cuerpos intrusivos del BNP en el Mioceno Superior, lo que es coincidente con la subducción de la Dorsal de Chile. El segundo mecanismo que explicaría la configuración actual de la ZFLO es el propuesto por Cembrano *et al.* (1996), el cual postula como causa principal la vergencia constante, de dirección N-NE, de la Placa de Nazca desde el Mioceno.



Figura 10: Lineamientos asociados a la ZFO. Líneas gruesas corresponden a estructuras regionales; líneas gruesas indican lineamientos asociados a volcanismo y trazos finos corresponden a estructuras locales. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Mella (2008).

## 2.2.6 ROCAS INTRUSIVAS

### BATOLITO NORPATAGÓNICO

Uno de los rasgos geológicos de primer orden del área de estudio corresponde al Batolito Norpatagónico (BNP) (Figura 11), el cual se extiende entre los paralelos 40°S y 47°S (Adriasola & Stöckhert, 2008) con una orientación aproximadamente N-S y un ancho de hasta 200 km, desde la Cordillera Principal hasta la Cordillera de la Costa (Adriasola *et al.*, 2006).

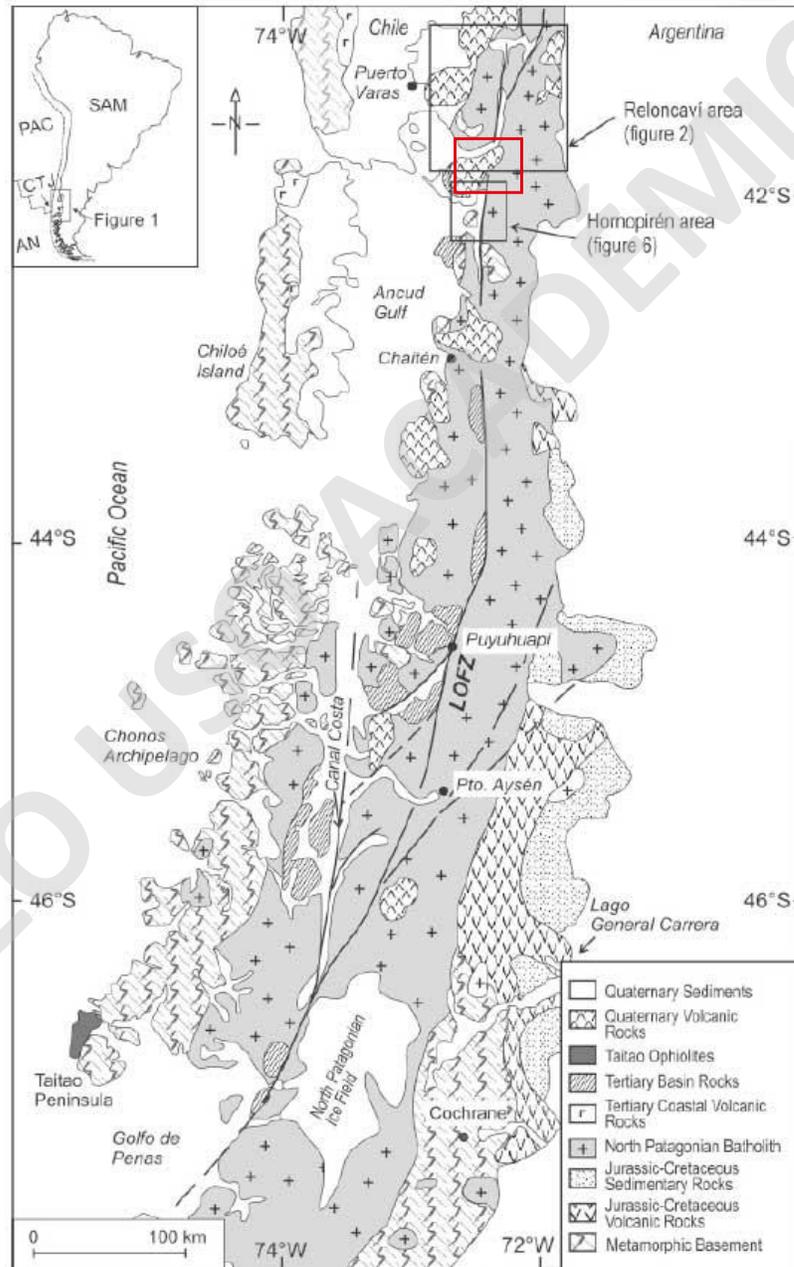


Figura 11: Distribución del Batolito Norpatagónico. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Extraído de Adriasola & Stöckhert (2008).

Este batolito está compuesto por rocas de serie magmática calco-alcalina, predominando entre estas las tonalitas y granodioritas (Pankhurst *et al.*, 1999). Dichas rocas intruyen a un complejo acrecionario del Paleozoico tardío-Mezozoico temprano en el margen oriental de la Cordillera de la Costa (Hervé *et al.*, 2000; Hervé & Fanning, 2001; Duhart *et al.*, 2001), a rocas volcánicas jurásicas de la Formación Río Ibañez (Pankhurst *et al.*, 1999) y a rocas marinas volcano-sedimentarias de la cuenca Aysén en el flanco oriental de la Cordillera Principal (Suárez & De la Cruz, 2000; en Adriasola & Stöckhert, 2008). Con respecto a las edades del BNP, estas oscilan entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Medio en sus bordes este y oeste, en cambio, el centro de este posee edades que van desde el Mioceno al Plioceno (Parada *et al.*, 1987; Pankhurst *et al.*, 1992).

La intermitencia en la intrusión de los cuerpos plutónicos que componen el BNP se debió a incrementos en la tasa de subducción a lo largo del margen Sudamericano (Pankhurst *et al.*, 1999), no obstante, durante el Paleógeno habría ocurrido una interrupción del magmatismo, la cual coincide temporalmente con una etapa de extensión en donde predominó el volcanismo a lo largo de la Cordillera de la Costa y el desarrollo de múltiples cuencas de intra-montaña en la Depresión Central (Muñoz *et al.*, 2000). Estas últimas, estuvieron controladas por las trazas principales de la ZFLO y posteriormente fueron intruidas localmente y de forma syn-tectónica (Hervé *et al.*, 1993) por plutones Miocenos (Hervé *et al.*, 1995) en cuencas de *pull-apart* (Hervé *et al.*, 2000; Cembrano *et al.*, 1996).

Por otro lado, Carrasco *et al.* (1991) describe, a la latitud del área de estudio, dos superunidades (Figura 12) que son descritas a continuación:

#### **Superunidad Puelo (SUP) (124-108 Ma)**

Litológicamente se subdivide en las unidades Cochamó y Cascajal. La Unidad Cochamó está compuesta por dioritas de anfíbola, leucogabros y granodioritas, de grano fino a grueso, las que aparecen comúnmente cruzadas por venas de cuarzo-plagioclasa. En cuanto a la Unidad Cascajal, esta se compone de tonalitas de hornblenda, biotita y piroxeno, caracterizadas por presentar inclusiones máficas de grano fino con formas elongadas. Además, los afloramientos de la SUP se distribuyen al Este de la ZFLO con una orientación aproximada N-S, entre el río Puelo y el lago Todos Los Santos, zona en donde se ubica el Parque Tagua-Tagua. En términos geoquímicos, las rocas pertenecientes a esta superunidad son asignadas a la serie magmática calco-alcalina trondhjemítica.

### **Superunidad Ralún (SUR) (25-7,7 Ma)**

Se compone de las unidades plutónicas, de más antigua a más joven, Cayutué, Reloncaví, Peulla y Lago Chapo. La Unidad Cayutué corresponde a granodioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita. Por otro lado, la Unidad Reloncaví está compuesta por tonalitas de hornblenda y biotita, las que representan más del 50% de los granitoides del área con importante presencia de inclusiones máficas elongadas (NW Y N) y presencia local de orientación mineral (N-NNW). La Unidad Peulla se constituye de granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita de grano medio, y finalmente, la Unidad Lago Chapo se compone de granitos y granodioritas de biotita y muscovita de grano fino. Los afloramientos de la SUR se distribuyen al Oeste de la ZFLO entre el río Puelo y el valle Reloncaví y se elongan aproximadamente en dirección NNE. Las rocas de esta superunidad son asignadas a una serie magmática calco-alcalina trondhjemítica.

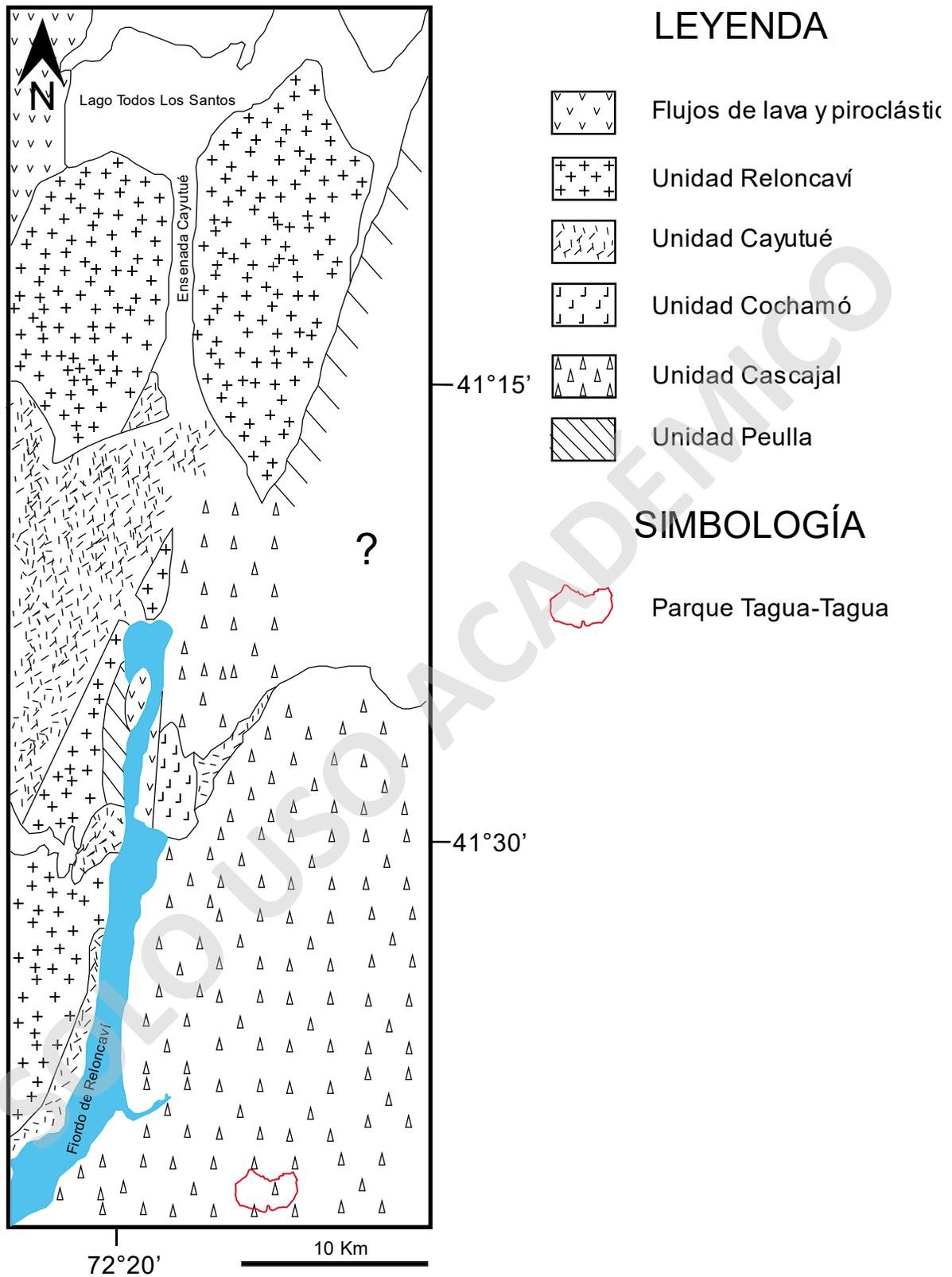


Figura 12: Mapa geológico del área de estudio que muestra la distribución de las unidades del BNP a la latitud 41°30'S. Extraído de Carrasco et al. (1991).

### **2.2.7 ROCAS Y DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS** (ver Figura 13)

#### **Unidad JKvs (*Jurásico Superior – Cretácico Inferior*)**

Corresponde a tobas, brechas tobáceas, areniscas tobáceas y lavas andesíticas de origen continental pertenecientes a la Formación Pichicolo (Sernageomin-BRGM, 1995).

#### **Unidad Plv (*Pleistoceno*)**

Corresponde a lavas, depósitos piroclásticos y laháricos, principalmente basálticos a andesíticos asociados a estratovolcanes, calderas erosionadas y a secuencias basales de los estratovolcanes activos (Sernageomin-BRGM, 1995).

#### **Unidad Plg1 (*Pleistoceno Superior*)**

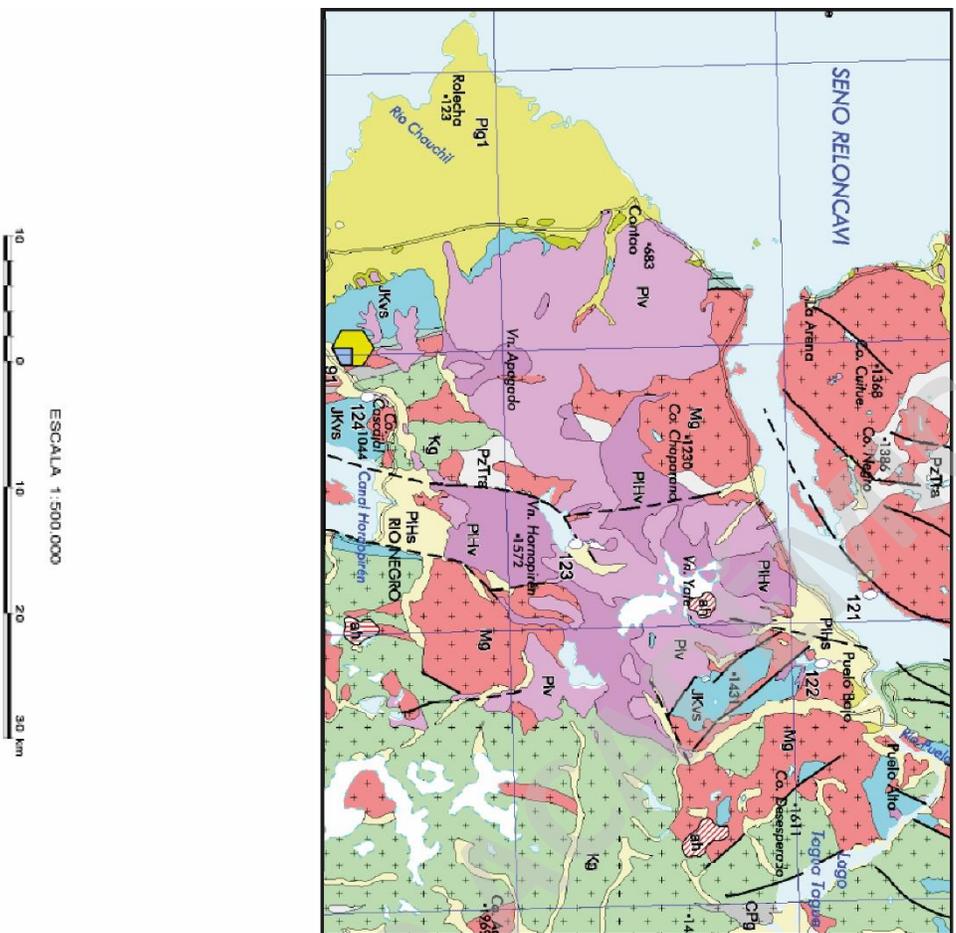
Corresponde a depósitos sedimentarios asociados a la Glaciación Llanquihue (Sernageomin-BRGM, 1995).

#### **Unidad PIHv (*Pleistoceno Superior - Holoceno*)**

Corresponde a lavas, depósitos piroclásticos y laháricos, principalmente basálticos a andesíticos asociados a estratovolcanes activos (Sernageomin-BRGM, 1995).

#### **Unidad PIHs (*Pleistoceno - Holoceno*)**

Corresponde a depósitos fluviales, aluviales, deltaicos, coluviales, estuarios, lacustres, conos de deyección, morrénicos, de remociones en masa, de playas y eólicos (Sernageomin-BRGM, 1995).



## LEYENDA

### SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS

#### PLEISTOCENO – HOLOCENO

**PHS**  
Depósitos fluviales, aluviales, deltaicos, estuariales, lacustres, conchas de deyección, morrénicos de remociónes en masa, de Playas y edicos.

#### PLEISTOCENO

**PIg1**  
Depósitos sedimentarios asociados a la Glaciación Llanquihue, Pleistoceno Superior.

#### PLEISTOCENO SUPERIOR – HOLOCENO

**PIHv**  
Lavas, depósitos piroclásticos y laháricos, principalmente basálticos a andesíticos, asociados a estratovolcanes activos.

#### PLEISTOCENO

**PIV**  
Lavas, depósitos piroclásticos y laháricos, principalmente basálticos a andesíticos, asociados a estratovolcanes, caldera erosionadas y a las secuencias basales de los estratovolcanes activos. **a.** Complejo Piroclástico-Sedimentario San Pablo (Intraglacial).

### ROCAS INTRUSIVAS

#### MIOCENO

**Mg**  
Granitos, granodioritas, monzonitas, tonalitas, dioritas y gabros, con edades comprendidas entre 20 y 5 Ma. Incluye los plutones Liguine (15 a 11 Ma) y Las Peninas (10,5 Ma) y algunos stocks y diques andesítico-dacíticos (12,5 a 9,6 Ma).

#### CRETACICO

**Kg**  
Granitos, granodioritas, tonalitas, leucogranitos y algunos stocks andesítico-dacíticos a rodacíticos, con edades comprendidas entre 132 y 77 Ma. Incluye los plutones Lago Mahue (120 Ma), Choshuenco (134 Ma) y Chailuín (85 Ma) y escasos microgabros con metamorfismo retrogrado (108 Ma).

#### TRIASICO – CRETACICO INFERIOR

**JKVs**  
Tobas, brechas tobáceas, areniscas tobáceas y lavas andesíticas de origen continental. Incluye la Formación Pichicolo (Jurásico Superior-Cretácico Inferior).

#### CARBONIFERO – PERMICO

**CPg**  
Granitos, granodioritas y tonalitas del Batolito Furoño-Rifinúe (310 a 280 Ma) y, en menor proporción, aquellos expuestos al sur del lago Todos Los Santos.

Figura 13: Mapa Geológico del área de estudio. Extracto de Semageomin-BRGM (1995).

## 2.2.8 COMPLEJOS VOLCÁNICOS

Dentro del área de estudio se ubican tres edificios volcánicos (Figura 14) pertenecientes a la ZVSC, estos son los volcanes Yate, Hornopirén y Apagado, los cuales son descritos a continuación:

### VOLCÁN YATE

La primera descripción formal de este volcán, que data de la primera mitad del siglo XX fue realizada por Steffens (1910 y 1947; en Mella, 2008), en donde se refiere al Volcán Yate como “...un volcán de orientación SW-NE sobre un basamento cristalino con profunda erosión glacial, indicando edades más antiguas que sus vecinos Osorno y Calbuco...”. De forma posterior, en la década de los noventa fue descrito como un “...complejo volcánico del tipo estrato-volcán mixto, integrado por unidades menores desde el Pleistoceno hasta el Holoceno, que presentan columnas estratigráficas de 1.000 a 1.500 metros de productos volcánicos, con sus manifestaciones más recientes localizadas en el extremo SE del complejo, caracterizadas por domos dacíticos” (Sernageomin-BGRM, 1995). Finalmente, González-Ferrán (1994; en Mella, 2008) lo describe como un “...estrato volcán compuesto por una secuencia de centros eruptivos fisurales de 7,5 km de longitud controlados por una fractura N25°W e intercalados por una secuencia de flujos de lava y piroclastos de composición andesítica-basáltica. Su actividad más reciente corresponde a dos centros adyacentes localizados en los flancos noreste y este, produciendo emisiones de lava de composición andesítica (60,81% SiO<sub>2</sub>), con una edad estimada Pleistoceno Superior a Reciente”.

En cuanto a la petrografía y a la geoquímica de los productos volcánicos asociados al Volcán Yate, Ziegenspeck (1883, en Mella, 2008) reconoció dacitas (63.5% de SiO<sub>2</sub>) con plagioclasa, augita y magnetita. Luego López-Escobar *et al.* (1993) describen dos muestras de lavas andesíticas (58,4% y 60,81% de SiO<sub>2</sub>) con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino y opacos. Mella (2008) describe cinco unidades principales para este volcán, donde las más recientes son, por un lado, la Unidad Yate IV (c. 6000 AP) que aflora en el sector Norte del Volcán Yate y en la naciente del Río Llaguepe y corresponde a un conjunto de conos de escoria y derrames de basaltos y andesitas basálticas intercalados con tobas de lapilli proximales, y por otro lado, la Unidad Yate V (Holoceno), que corresponde a un conjunto de domos dacíticos y *coulées* con piroxenos asociados a depósitos de bloque y ceniza que afloran en la naciente del Río del Derrumbe.

## VOLCÁN HORNOPIRÉN

Este volcán es descrito en la literatura como “...un estrato-cono perfecto, compuesto por lavas y piroclásticos basálticos (53% de SiO<sub>2</sub>) con un pequeño cono de escorias en su parte superior. Tiene una altitud de 1.572 m s.n.m y no presenta evidencias de erosión glacial...” (Sernageomin-BRGM, 1995; González-Ferrán, 1994).

Datos petrográficos y geoquímicos publicados indican una composición basáltica para las lavas (53,05% de SiO<sub>2</sub>) con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos (Mella, 2008). Este último autor describe dos unidades principales para este volcán, dentro de las cuales la más reciente es la Unidad Hornopirén II, que aflora en el margen oriental del Lago Cabrera y está representada por flujos de basaltos y andesitas basálticas tipo cordadas, intercalados con tobas de lapilli basálticas no consolidadas como resultado de erupciones estrombolianas y hawaianas. Esta unidad no presenta evidencias de erosión glacial, por lo que indicaría una edad holocena a histórica (erupción en 1935: Sernageomin-BRGM, 1995).

*Tabla 1: Geocronología Ar/Ar del complejo volcánico Yate, Hornopirén y Apagado. Extraído de Mella (2008).*

Muestra	Volcán	Unidad	% K <sub>2</sub> O	Espectro de edades			Edad integrada - fusión total (ka) ± 2s	Análisis de isocrona		
				Edad plató (ka) ± 2s	<sup>39</sup> Ar%	N <sup>1</sup>		<sup>40</sup> Ar/ <sup>36</sup> Ar <sub>i</sub> ± 2s	Edad (ka) ± 2s	MSWD
HLC-9	Yate	Yate I	0,31	122±15	99,6	7 de 8	130±30	297,9±1,4	111±10	0,7
HLC-9	Yate	Yate I	2,16	300±300	100	7 de 7	400±500	295±7	350±180	0,99
HLC-11	Yate	Yate I	2,45	105±16	100	8 de 8	110±20	295,8±1,4	104±11	0,99
HLC-5	Yate	Yate I	2,37	1100±700	100	10 de 10	1100±1200	294±7	1100±500	0,11
YB-6	Yate	Yate II	1,72	40±20						
YLL-9	Yate	Yate II	2,68	43±7	100	8 de 8	42±9	296±2	41±5	0,68
YLP-1	Yate	Yate III	2,32	22±7	100	8 de 8	23±10	297,9±1,9	18±4	0,82
HLC-2	CECC	Cabrera I	2,09	43±17	100	8 de 8	50±20	300±3	32±12	0,17
HLC-15	Hornopirén	Hornopirén I	1,26	1300±200	100	7 de 7	1400±400	296,7±1,8	1000±400	0,28
HLC-15	Hornopirén	Hornopirén I	1,26	1500±300	100	5 de 5	1500±400	297±2	1000±400	0,71
HLC-13	Hornopirén	Hornopirén I	0,63	260±40	100	8 de 8	270±60	298±4	230±40	0,35
AP-3	Apagado	Apagado I	0,97	440±20	98,1	7 de 8	440±30	450±20	450±20	0,11

## VOLCÁN APAGADO

Corresponde a un “...cono de piroclastos alojado en una depresión correspondiente a un círculo glacial, con un derrame de lava basáltica que, posiblemente, corresponde a una manifestación post-glacial de un centro volcánico antiguo que sufrió un colapso del tipo caldera...” (Sernageomin-BRGM, 1995). Este cono posee un diámetro basal de 2 km y una altitud de 500 m s.n.m (Mella, 2008). Los datos geoquímicos y petrográficos para este volcán corresponden a dos muestras (51,42% y 53,8% de SiO<sub>2</sub>) con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos (López-Escobar *et al.*, 1993). Mella (2008) describe tres unidades principales para este volcán, donde la más reciente corresponde a la Unidad Gualaihué III, que corresponde a un cono de escoria y flujos basálticos edificados dentro de una caldera. Se observan todas de lapilli de 3-5 m de espesor con estructuras de flujo características de oleadas basales, indicando un origen freato-magmático para este cono de escoria.

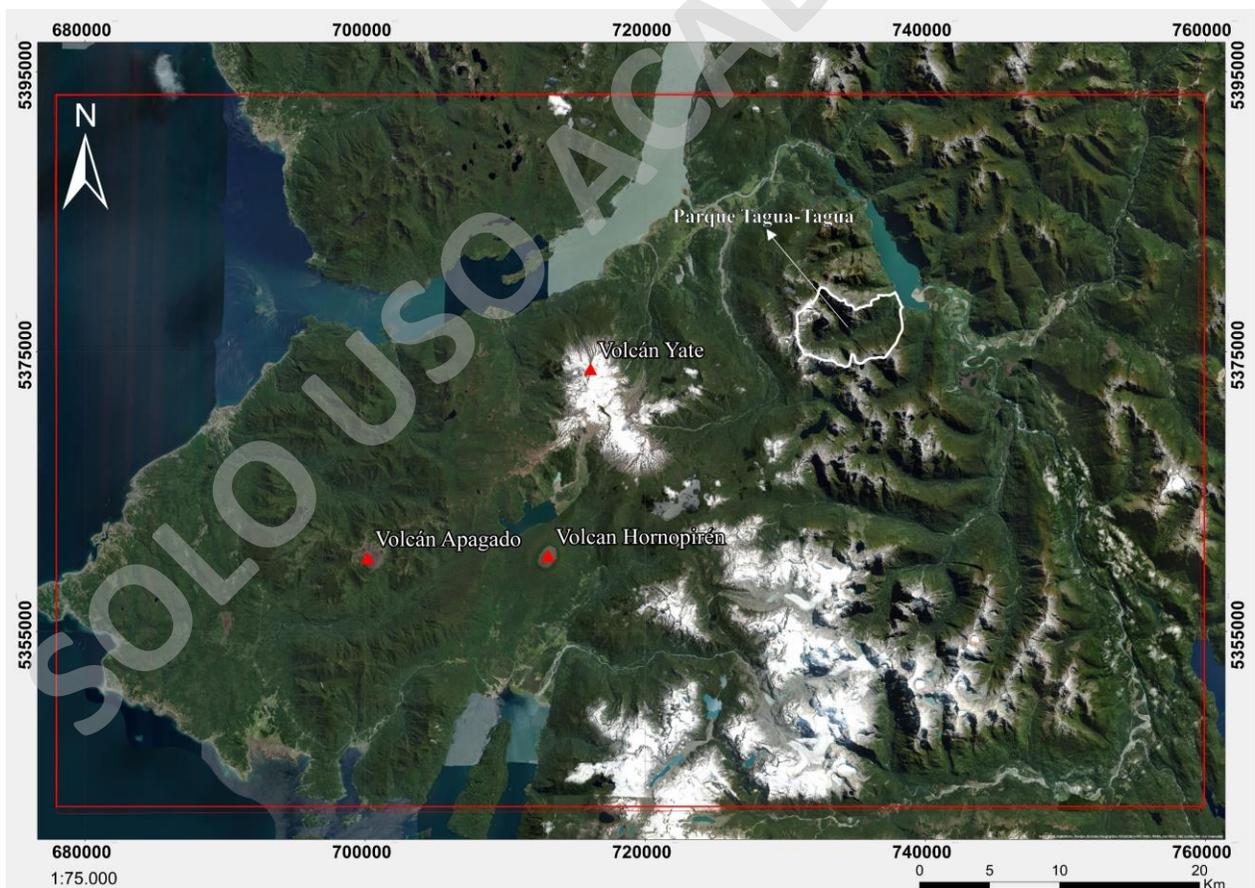


Figura 14: Ubicación de los edificios volcánicos del área de estudio (Rectángulo rojo).

### 2.2.9 TEFROESTRATIGRAFÍA

A continuación, se describen las unidades tefroestratigráficas (Figuras 16 y 17) definidas e identificadas por Watt *et al.* (2011) en la Península de Hualaihué y la porción austral del fiordo de Reloncaví, las que son producto de los volcanes Yate (Ya), Hornopirén (Ho), Apagado (Ap), Calbuco (Ca) y Chaitén (Cha) (Figura 15).

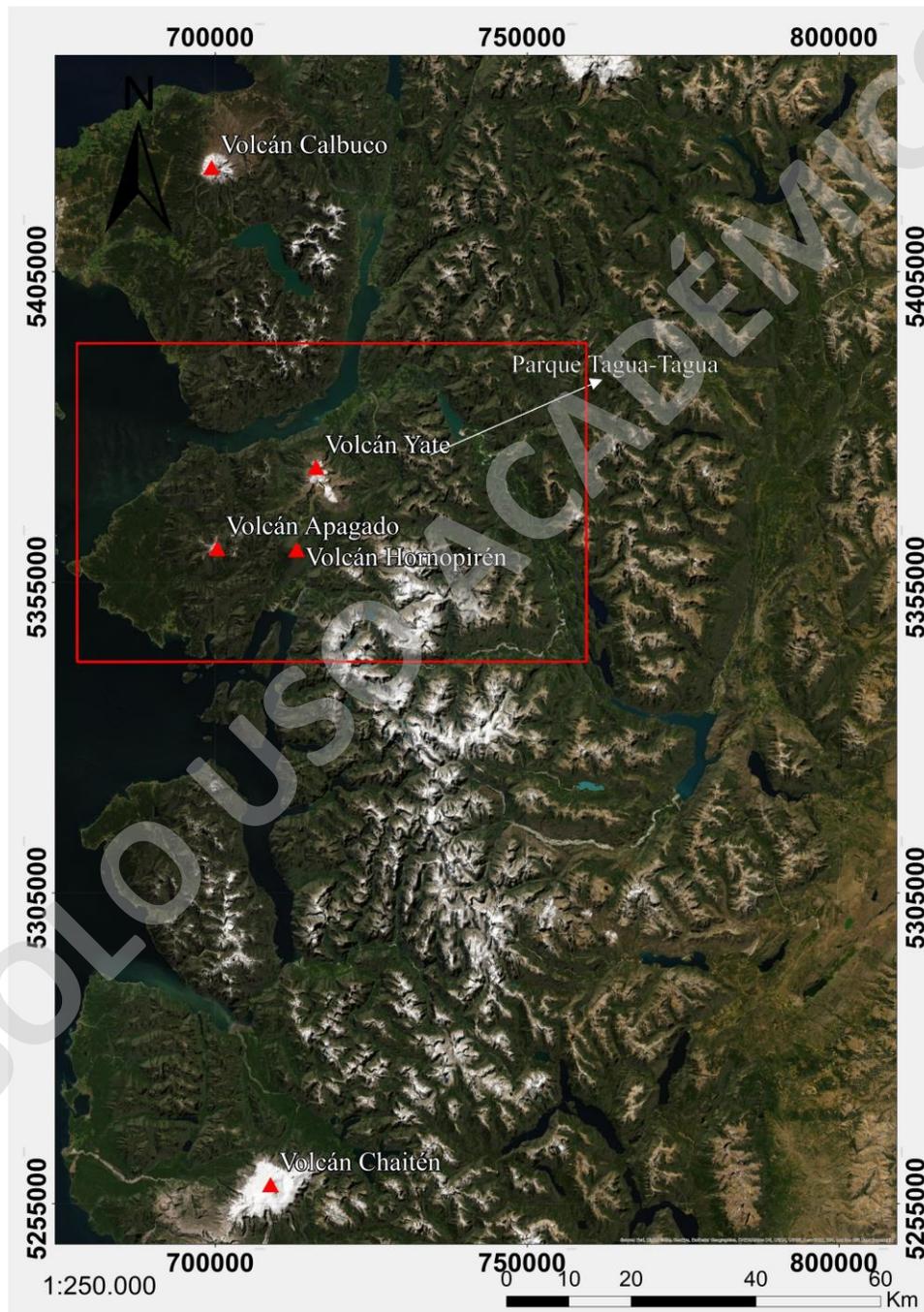


Figura 15: Ubicación de los volcanes asociada a los depósitos de tefra identificados por Watt *et al.* (2010) en el área de estudio (rectángulo rojo).

**Ca13** (1304-1180 AP)

Depósito de 7 cm de espesor compuesto por cristales y fragmentos pumíceos de tamaño lapilli (25 mm máximo) de color amarillo-café. En el límite superior está en contacto con raíces y en el inferior con Ca12 y suelo. Posee dispersión SE.

**Tagua** (*más joven que Ap1*)

Corresponde a 4,5 cm de ceniza muy fina (<0,5 mm) de color amarillo, meteorizada y bruscamente encerrado por suelo café-gris. Su fuente y dispersión es desconocida.

**Ap1** (2712-2360 AP)

Depósito que alcanza los 238 cm de espesor en la zona Norte de la Península de Hualaihué. Está compuesto por fragmentos de escoria extremadamente bien estratificados, de color café anaranjado. Además, se encuentra abruptamente rodeado de suelo de color negro y presenta dispersión ESE.

**Ho1** (5846-5493 AP)

Depósito que alcanza los 143 cm de espesor, de colores negro y amarillo, compuesto por fragmentos de hasta 4 mm de escoria bien estratificados. Se encuentra rodeado de arcilla densa y negra en un borde abrupto. Presenta dispersión E y Se.

**Ca7** (9545-9452 AP)

Depósito denso de 19 cm de espesor compuesto por fragmentos pumíceos de tamaño lapilli y de color anaranjado. Sobreyace con contacto abrupto a ceniza gruesa de Cha1 e infrayace a arena café correspondiente a suelo. Presenta dispersión ESE.

**YaSc** (*más viejo que Cha1*)

Depósito de 12 cm de espesor compuesto por fragmentos redondeados de escoria y fenocristales de feldespato. Sobreyace a flujo de lava del volcán Yate.

**Cha1** (9885-9543 AP)

Depósito de 16 cm de espesor compuesto por fragmentos elongados de pómez amarilla-gris. Se encuentra disperso en suelo rico en arcilla. Posee dispersión N a NNE (Naranjo & Stern, 2004).

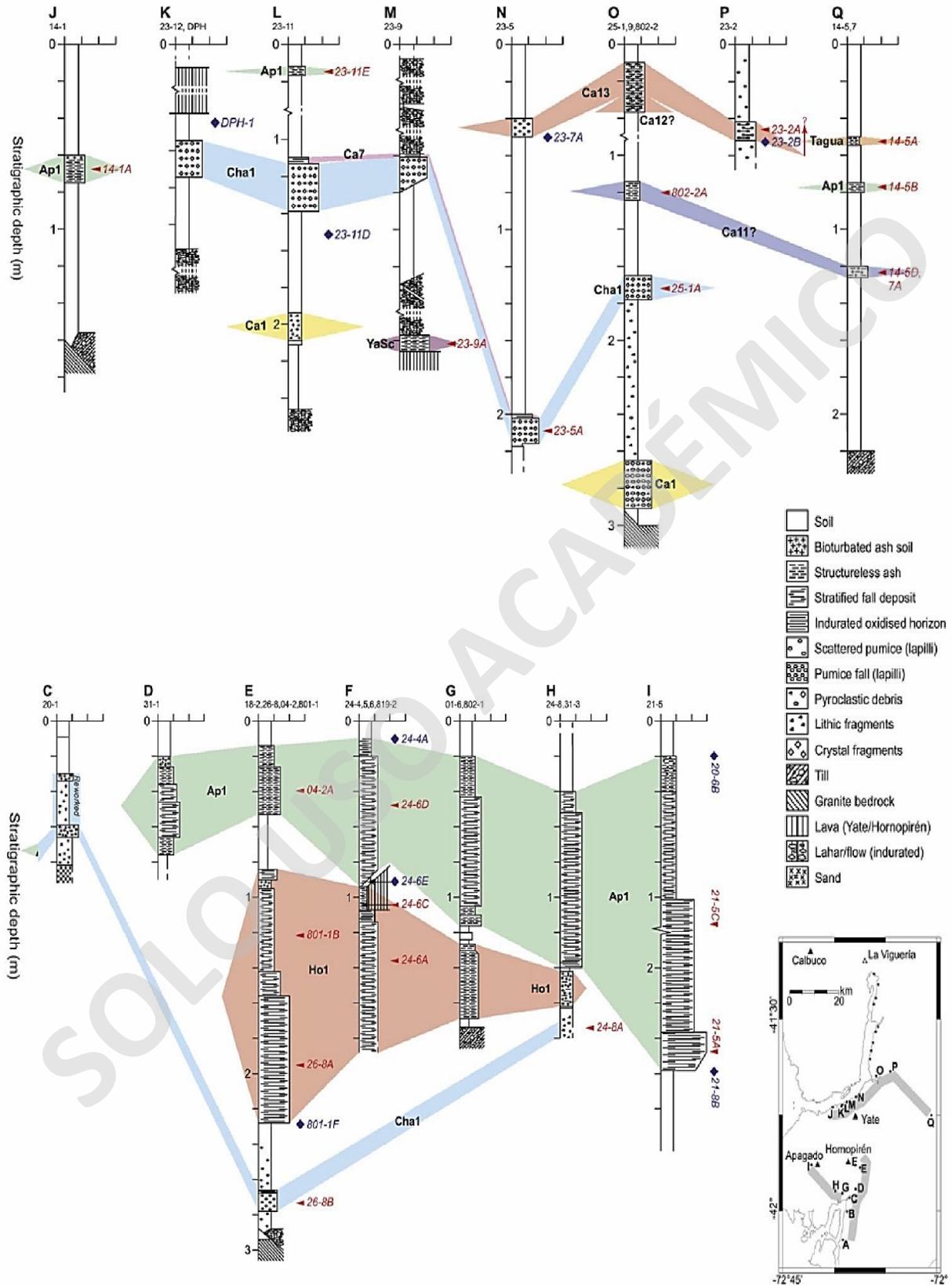


Figura 16: Columnas tefroestratigráficas del área de estudio. Extraído de Watt et al. (2011).



### **2.2.10 PELIGROS GEOLÓGICOS**

El Volcán Yate, ubicado en la porción noroccidental de la Península de Hualaihué ha sufrido múltiples colapsos parciales de su edificio, ocurridos de forma posterior a la última glaciación y restringidos principalmente a los flancos noreste y suroeste de dicho edificio. En relación a lo anterior, el evento histórico más grande ocurrió el día 19 de febrero del año 1965, cuando un volumen de  $6,1-10 \times 10^6 \text{ m}^3$  de roca y hielo se desprendieron a 2.000 metros de elevación y se transportaron a una velocidad de 40 m/s como un flujo de detritos dirigido hacia el suroeste, el cual al depositarse dentro del Lago Cabrera provocó un tsunami de 25 metros de amplitud que terminó con 27 vidas en el límite occidental de dicho lago (Watt *et al.*, 2008).

Por otra parte, los tres volcanes ubicados en la Península de Hualaihué se consideran activos (Watt *et al.*, 2011), y dentro de estos últimos el Volcán Apagado registra la erupción Holocena más grande del segmento Calbuco-Chaiten, con una magnitud de 5,3 y con columna eruptiva de 13 a 24 kilómetros de altura (Mella, 2013).

En cuanto al peligro sísmico asociado a fuentes corticales, existen solamente tres registros de sismos originados en fallas de la ZFLO cercanas al área de estudio, los que no superan una magnitud 5,6  $M_w$ . Zonas geomorfológicamente similares, como los fiordos de Aysén sufrieron los efectos indirectos de un sismo cortical asociado a la ZFLO, el cual el 2007 gatilló una remoción en masa que derivó en un tsunami, el cual tuvo diez fallecimientos como consecuencia, además de daños a la infraestructura vial y a múltiples viviendas (Lastra *et al.*, 2013).

## **3. METODOLOGÍA**

A continuación, se expondrán los materiales y métodos empleados para el alcance de cada uno de los objetivos específicos propuestos relacionados con la evolución geológica, la susceptibilidad sísmica y la susceptibilidad volcánica del área de estudio.

### **3.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA**

Para establecer la evolución geológica del área de estudio se llevaron a cabo las siguientes actividades:

### **3.1.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA**

Como una fase inicial del presente trabajo se realizó una recopilación de información bibliográfica pertinente al presente trabajo, la cual provino principalmente de tesis de pre-grado, cartografía geológica y de peligro geológico del SERNAGEOMIN y artículos de revistas científicas. Luego, la información recopilada fue ordenada según su temática (peligro sísmico, peligro volcánico, geología regional) y se verificó su utilidad para este trabajo.

### **3.1.2 OBTENCIÓN Y DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS**

Consistió en la obtención de muestras de roca durante el desarrollo del trabajo de campo, considerando las características que dichas muestras debían cumplir según el uso que se les daría posteriormente, es decir, para descripción microscópica a través de cortes transparentes o para análisis químicos de laboratorio. En este último caso, se obtuvieron las muestras en forma de chips, o bien, como bloques de roca que fueron fragmentados con posterioridad.

Las descripciones de dichas muestras se realizaron conforme a las pautas de descripción de rocas de la Universidad Mayor según el tipo litológico de cada muestra, y estas se llevaron a cabo tanto en el trabajo de campo (descripción básica) como de forma posterior durante el trabajo de gabinete (descripción detallada), resumiendo lo anterior en una base de datos con la georreferenciación de cada muestra, su descripción y otras características relevantes de esta misma.

En cuanto a las descripciones a escala microscópica, se realizaron cortes transparentes a las muestras codificadas como: MAR-03, MAR-07, MAR-11, MAR-12 y MAR-14. Estos cortes transparentes fueron visualizados y descritos en microscopios petrográficos del Laboratorio de Microscopía de la Universidad Mayor, enfocándose en características como las texturas microscópicas y la obtención de la mineralogía modal para otorgar nomenclatura a las muestras mencionadas.

### **3.1.3 DESCRIPCIÓN DE AFLORAMIENTOS Y GEOMORFOLOGÍAS**

Parte importante de la definición de unidades litológicas es la descripción de los afloramientos presentes en la zona de estudio, ya que muchas características de las rocas aflorantes no se pueden describir a escala mesoscópica. Debido a lo anterior, se realizó una descripción de los afloramientos y su entorno, en términos de indicadores cinemáticos, grado de meteorización, cantidad y disposición espacial de fracturas, color, geomorfologías presentes, presencia de fallas, presencia

de enclaves, entre otras características. De forma análoga, se describieron depósitos asociados a remociones en masa, depósitos fluviales y depósitos volcánicos de caída; aunque con características adicionales como la granulometría de sus clastos, la morfometría de depósitos de remociones en masa y las geomorfologías asociadas a estas últimas.

#### **3.1.4 CORRELACIÓN DE UNIDADES**

Luego de haber definido y caracterizado las unidades litológicas se realizó una correlación de estas con unidades descritas y/o definidas en la bibliografía, utilizando como criterios para esto la distribución espacial, litología, mineralogía y geoquímica de las unidades en cuestión. De esta forma, en el caso en que las unidades definidas en la bibliografía estaban datadas o con una edad relativa asignada, se sugirió una edad, al menos relativa, a las unidades definidas en el presente trabajo.

#### **3.1.5 IDENTIFICACIÓN DE TEXTURAS E INDICADORES CINEMÁTICOS**

Para la interpretación de los procesos geológicos que dieron origen al paisaje actual y la relación temporal entre estos, es de suma relevancia el reconocimiento de texturas en rocas intrusivas, tanto a escala mesoscópica como a escala microscópica.

Para el reconocimiento de texturas a escala mesoscópica se describieron los afloramientos en detalle, en los cuales se reconocieron texturas bandeadas en tonalitas, enclaves elongados, dirección preferencial en mineralogías particulares, etc. Para el reconocimiento de texturas microscópicas se realizaron cortes transparentes a algunas de las muestras obtenidas durante el trabajo de campo, especialmente a aquellas que fueron difíciles de describir a escala mesoscópica debido a su grado de cristalinidad, o bien, a aquellas que se consideraron relevantes para la construcción del modelo de evolución geológica.

### **3.2 SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA**

En primer lugar, para el análisis del peligro sísmico cortical fue esencial el reconocimiento de las estructuras presentes en el área de estudio, para lo que se llevaron a cabo las siguientes actividades:

### 3.2.1 ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES MULTIESPECTRALES

La imagen satelital utilizada proviene del satélite Landsat 8, y fue adquirida a través de *Alaska Satellite Facility*, organismo de la *University of Alaska* en cooperación con la NASA. Para la visualización de las imágenes se utilizó la herramienta “*Composite Bands*” de ArcMap (versión 10.5), la cual superpone tres o cuatro bandas, (cada una con un rango de longitud de onda dentro del espectro electromagnético) para formar una imagen. Las combinaciones de distintas bandas permitieron destacar características del terreno que ayudaron a la identificación de estructuras geológicas.

Las combinaciones utilizadas en el presente trabajo fueron 4-3-2 (Figura 18), la cual genera una imagen en colores RGB -tal como la percibe el ojo humano- con el objetivo de obtener una vista general del terreno e identificar características que pudiesen estar asociadas con la presencia de fallas, como lineamientos entre volcanes y/o centros eruptivos, elongación de cuerpos de agua, diferencias en el color y densidad de la vegetación, etc. Otra de las combinaciones utilizadas fue la 4-7-1 (Figura 19), la que genera una imagen en donde se destacan en color azul minerales de óxidos de hierro, comúnmente asociados a zonas de alteración hidrotermal controladas por estructuras geológicas, así como también zonas nevadas.

Con relación a las especificaciones técnicas de la imagen satelital utilizada, se puede señalar que esta se compone de 12 bandas, las cuales poseen resoluciones de 30x30 metros y un porcentaje de nubosidad de 19,23%, y es del tipo “BOA” (mide la reflectancia al nivel del suelo).

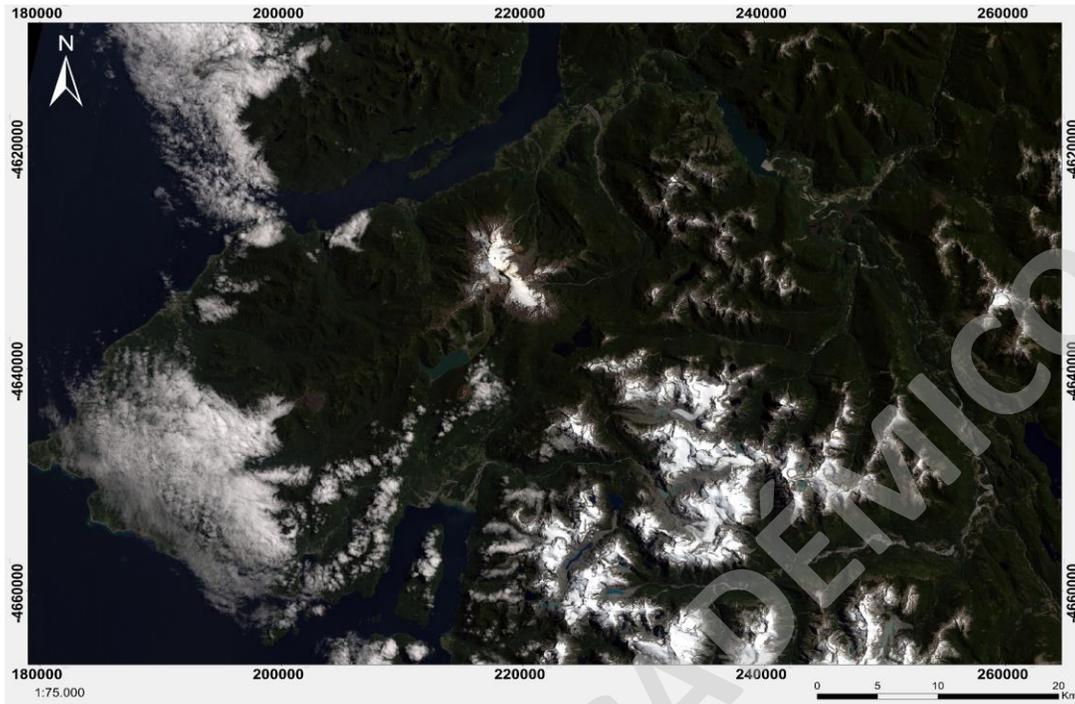


Figura 18: Imagen multispectral Landsat 8 compuesta de las bandas 4, 3 y 2.

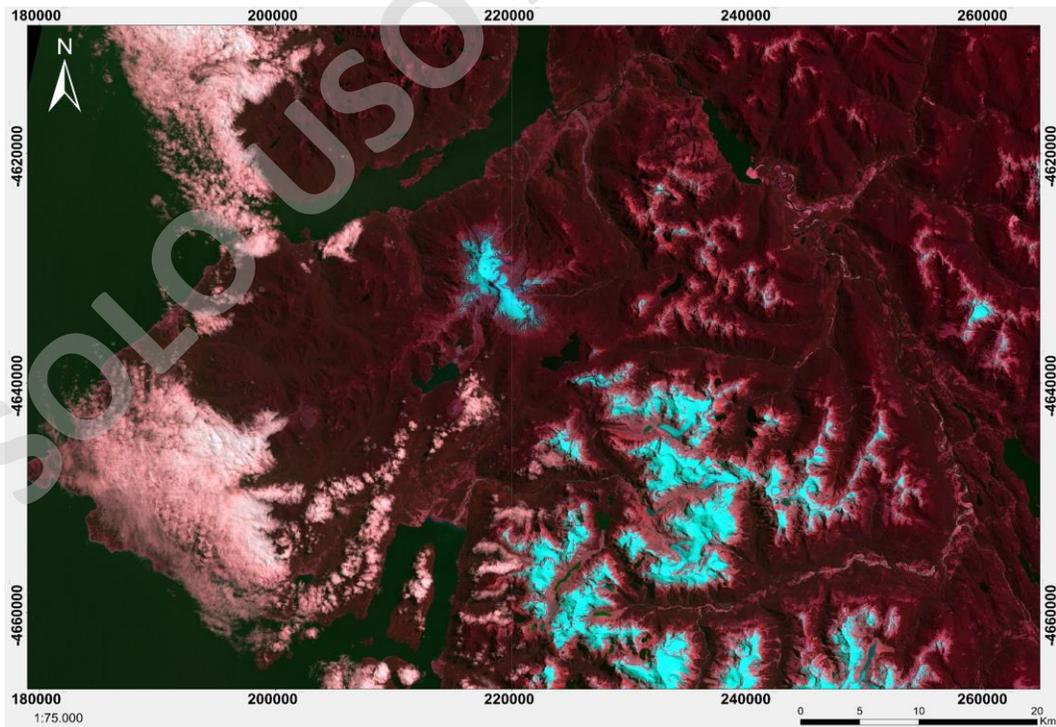


Figura 19: Imagen multispectral Landsat 8 compuesta de las bandas 7,4 y 1.

### 3.2.2 ANÁLISIS DEL RELIEVE DEL TERRENO

El análisis del relieve del terreno fue realizado mediante la visualización y procesamiento de un modelo de elevación digital (DEM; *Digital Elevation Model*) (Figura 20), el que se obtiene a través del satélite ALOS PALSAR (de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial), proporcionando una capa ráster de píxeles de 12,5 x 12,5 metros de resolución, en la que a cada uno de estos se le asigna un valor de altitud.

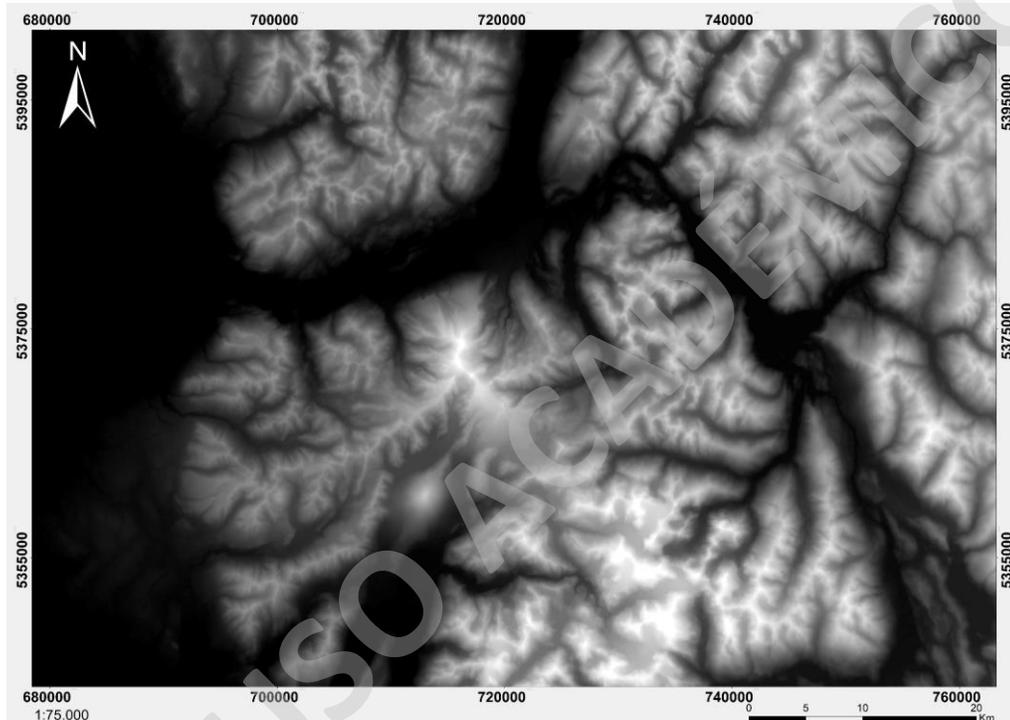


Figura 20: Modelo de elevación digital (DEM) del área de estudio a escala 1:75.000.

Mediante la herramienta “Sombreado de relieve” de ArcMap (versión 10.5) se obtuvo una representación de las sombras generadas por el relieve del terreno ante una fuente de luz con 45° de azimuth y 45° de inclinación (Figura 21), permitiendo obtener una especie de visualización tridimensional de la topografía del terreno, lo cual ayuda a identificar zonas de altas pendientes (escarpes, facetas triangulares, etc.) y lineamientos que podrían estar asociados a la presencia de fallas geológicas.

Con objetivos similares se construyó un mapa de pendientes (Figura 22) mediante la herramienta “*slope*” de ArcMap (versión 10.5), cuya simbología permitió destacar solamente las altas pendientes (>60°) para reconocer patrones lineales entre dichas zonas potencialmente asociados a fallas.

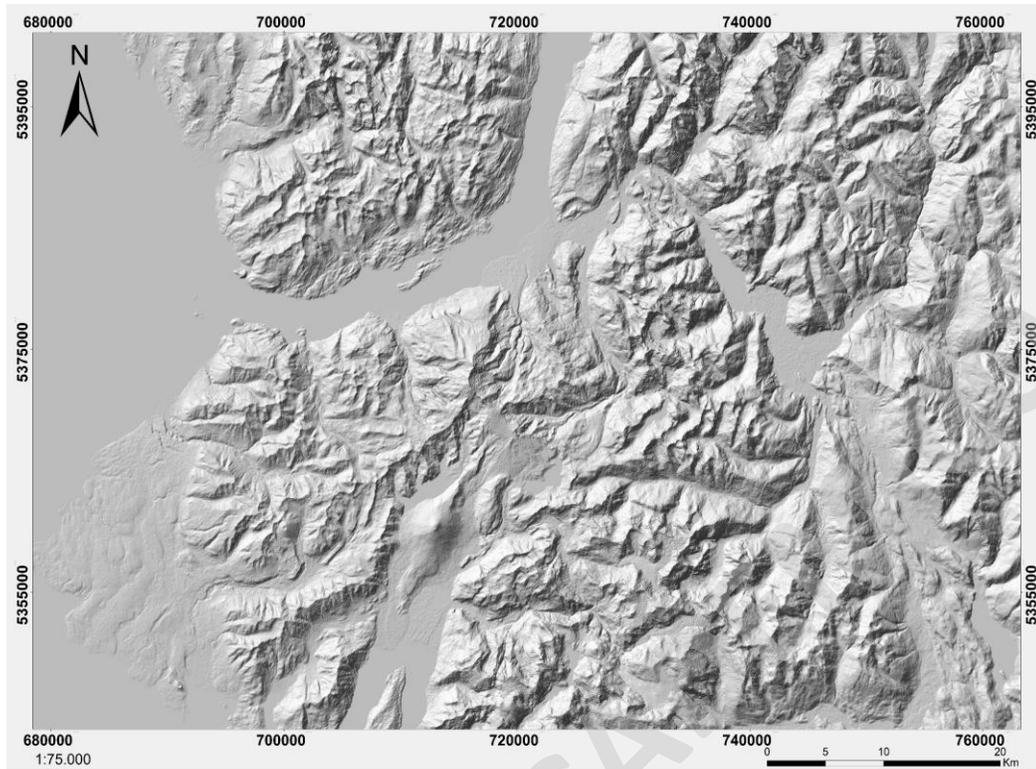


Figura 22: Sombreado de relieve del área de estudio a escala 1:75.000.

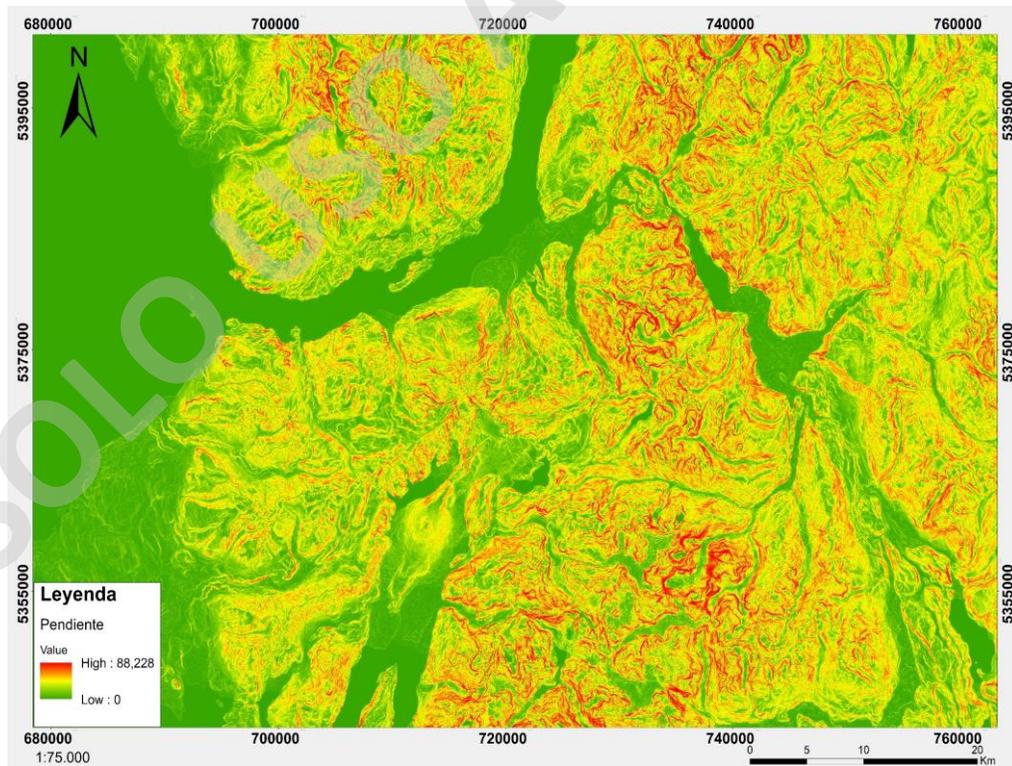


Figura 21: Mapa de pendientes del área de estudio a escala 1:75.000

### 3.2.3 EVIDENCIAS RECONOCIDAS EN TERRENO

El análisis de imágenes satelitales multiespectrales y modelos de elevación digital se complementó con las evidencias reconocidas en terreno de la presencia de fallas geológicas (facetas triangulares, enclaves sigmoidales, etc.), y esto a su vez, se complementó con información bibliográfica relevante.

### 3.2.4 RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES ESTRUCTURALES

Se realizó una recopilación principalmente de documentos de cartografía geológica del área de estudio, además de tesis de pre y post grado, artículos de revistas científicas y otros en donde se expusieran antecedentes estructurales del área de estudio y, sobre todo, en donde se propusiera la delimitación espacial de las fallas geológicas propuestas para el área de estudio, para así analizar dicha propuesta y las evidencias en que estas se basan.

También se utilizaron datos sísmicos (Figura 23) del catálogo NEIC (de la USGS) para identificar lineamientos en los hipocentros. Además, se tomó como referencia para la identificación de fallas geológicas mediante la integración de las fallas propuestas en la literatura, el análisis de imágenes satelitales multiespectrales, el análisis de modelos digitales de elevación y datos estructurales medidos en terreno.

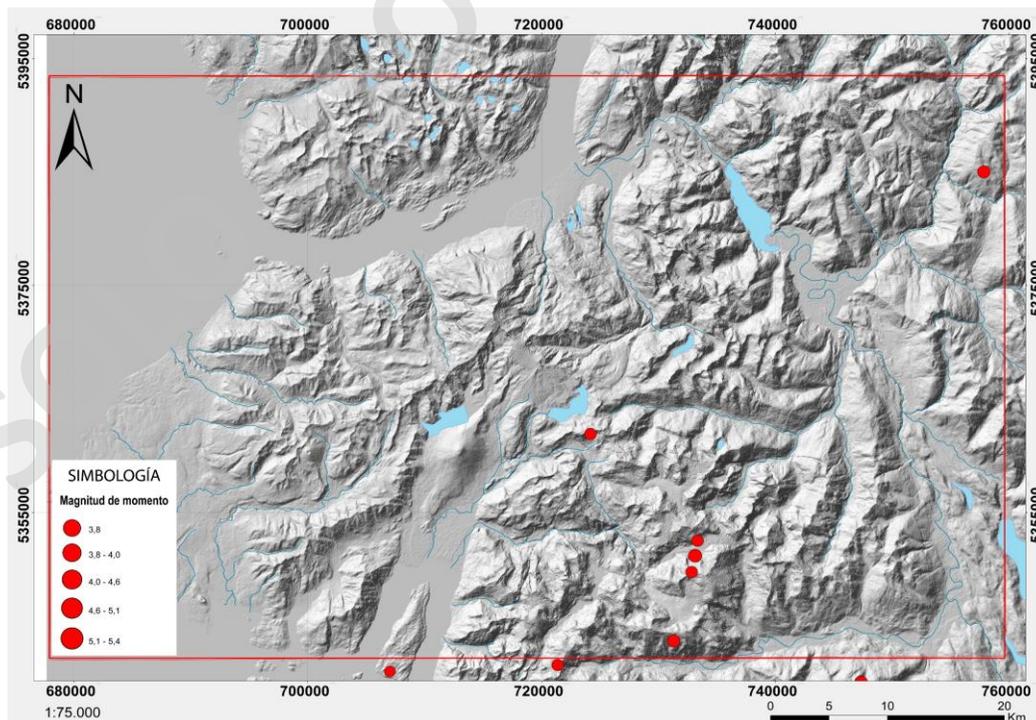


Figura 23: Sismos corticales registrados en el catálogo NEIC de la USGS en el área de estudio.

### 3.2.5 CARTOGRAFÍA DE ESTRUCTURAS

En primer lugar, luego de haber reconocido las fallas geológicas presentes en el área de estudio se procedió a su cartografía mediante los softwares Google Earth Pro y ArcMap (versión 10.5), en donde además de georreferenciar su ubicación espacial se determinó la longitud de cada una de ellas mediante la herramienta “*Calculator Geometry*” del último software mencionado.

### 3.2.6 REGRESIONES DE WELLS & COPPERSMITH

Con la longitud obtenida para cada falla geológica cartografiada, se obtuvo la magnitud esperada de un sismo asociado a la actividad de dichas fallas, mediante una regresión logarítmica (en Tabla 2) propuesta por Wells & Coppersmith (1994), asumiendo que la traza de las fallas es igual a la longitud de ruptura superficial. Además, los coeficientes de regresión utilizados (Tabla 2) dependen de la cinemática de la falla, por lo que se utilizaron los respectivos coeficientes según el tipo de falla (inversa, normal, o de rumbo), incluso, en los casos en que no existía mayor evidencia sobre la cinemática de la estructura se utilizaron los coeficientes propuestos por estos autores que se ajustan a cualquier tipo de falla.

Tabla 2: Coeficientes que permiten calcular la magnitud a partir del largo de ruptura para cada tipo de cinemática. En la ecuación,  $M$  es la magnitud de momento,  $a$  y  $b$  los coeficientes y  $SRL$  el largo de ruptura superficial en kilómetros. Extraído de Wells & Coppersmith (1994).

	<b>a</b> (desviación estándar)	<b>b</b> (desviación estándar)	Coeficiente de correlación <b>r</b>
Transcurrente	5,16 (0,13)	1,12 (0,08)	0,91
Inversa	5,00 (0,22)	1,22 (0,16)	0,88
Normal	4,86 (0,34)	1,32 (0,26)	0,81
Todas	5,08 (0,10)	1,16 (0,07)	0,89
<b>ECUACIÓN</b>	<b><math>M = a + b * \log (SRL)</math></b>		

### 3.2.7 DETERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN DE PGA

Luego de haber obtenido una magnitud esperada para cada una de las fallas geológicas cartografiadas, se procedió a la determinación de la aceleración horizontal máxima (PGA) y su atenuación con la distancia mediante la ley de atenuación propuesta por Ambraseys & Douglas (2003).

Para la visualización espacial de la atenuación de la PGA, primero, se creó, mediante la herramienta “Euclidian Distance” una capa ráster en donde a cada píxel se le asocia la distancia que existe entre dicho píxel y una falla determinada.

Luego, mediante la herramienta “Raster Calculator” (Figura 24) se incorporó la ley de atenuación propuesta por los autores mencionados, la cual depende de la distancia (valor de cada píxel) y de la magnitud esperada (calculada previamente para cada falla). Como resultado se obtuvo una capa ráster, en donde cada píxel posee un valor de PGA, como % de la aceleración gravitatoria (tomada como  $9,8 \text{ m/s}^2$ ), por lo tanto, cada falla posee un ráster con los valores de PGA según la magnitud esperada que se le asocia, por lo que fue necesario juntar todos los ráster en uno solo mediante la herramienta “Create a New Mosaic Raster”. El algoritmo utilizado para dicho procedimiento fue tal que en los casos en que en una zona existiesen píxeles que representan valores de PGA asociados a más de una falla prevalezca aquel píxel con mayor valor, reproduciendo así el peor escenario.

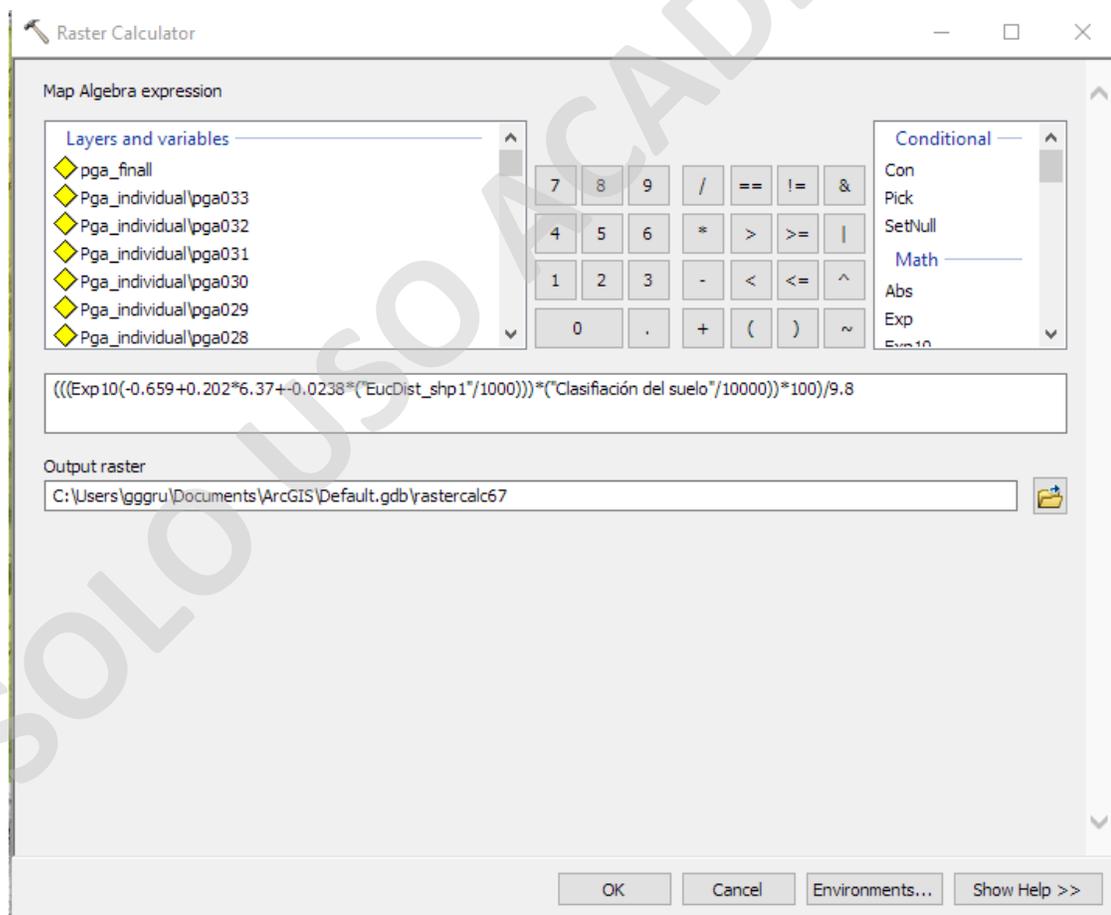


Figura 24: Cálculo espacial de ley de atenuación utilizando magnitud esperada (previamente calculada) y raster de distancia (previamente construido).

### **3.2.8 DETERMINACIÓN DEL EFECTO DE SITIO**

Si bien, la ley de atenuación de la PGA propuesta por Ambraseys & Douglas (2003) posee coeficientes que toman valores de 0 o 1 dependiendo del tipo de suelo o roca, estos no pueden ser obtenidos de forma directa, ya que, para determinar su valor, los autores proponen una clasificación de suelo o roca basada en la velocidad de las ondas sísmicas, dato que no se tiene en el área de estudio.

Debido a lo anterior el terreno se clasificó en tres unidades según su pendiente, las que corresponden a: suelo suave ( $<10^\circ$ ), suelo rígido ( $10^\circ - 25^\circ$ ) y roca ( $>25^\circ$ ). Esto resultó en una capa ráster en la cual cada píxel corresponde al valor del coeficiente asociado con el efecto de sitio. Así, por el hecho de que los coeficientes se suman a la PGA, se realizó una suma entre el ráster de PGA previamente confeccionado y el ráster con los valores de los coeficientes asociados al efecto de sitio.

### **3.2.9 CONSTRUCCIÓN DE CARTOGRAFÍA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA**

La cartografía del peligro sísmico del área de estudio se realizó mediante el software ArcMap (versión 10.5) a una escala 1:100.000, basándose en el formato de mapa y leyenda del “Mapa de aceleraciones horizontales máximas asociadas a fallas cuaternarias” de la Geología para el ordenamiento territorial y la gestión ambiental en el área de Iquique – Alto Hospicio (SERNAGEOMIN, 2013).

Las capas base del mapa realizado corresponde a un mapa de sombras que ayuda a visualizar el terreno, además de las principales vías de acceso, lagos y ríos. Sobre dichas capas se presenta la capa ráster con los valores de PGA para cada píxel de esta, además de las fallas presentes en el área de estudio. La simbología utilizada para la representación gráfica de dicho ráster se corresponde con 5 grados de peligro sísmico: muy bajo ( $<30\%$  g), bajo (30 – 35% g), medio (35 – 40% g), alto (40 – 45% g) y muy alto ( $>45\%$  g). Además, en la leyenda se añadió una tabla en donde se señalan características como magnitud esperada, cinemática, longitud de la traza, PGA máxima y PGA a distintas distancias para cada una de las fallas, agrupadas según la orientación de estas mismas. Finalmente, se generó un mapa de respuesta sísmica, a la misma escala, en base a la categorización de suelo/roca realizada para la determinación del efecto de sitio.

### 3.3 SUSCEPTIBILIDAD VOLCÁNICA

#### 3.3.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

De forma previa a la realización de cualquier análisis aplicado a las muestras de tefra obtenidas durante el trabajo de campo se procedió al lavado de estas (Figura 25), con el fin de reducir la cantidad de material que no corresponde a depósitos volcánicos (materia orgánica, etc.) y la alteración en las caras externas de los fragmentos que constituyen dichos depósitos. Este lavado de las muestras se realizó sumergiendo parte de la muestra en agua destilada contenida en un recipiente, el cual fue agitado en una vibradora durante 180 segundos por muestra, con el objetivo de que las partículas se abrasionen al impactarse entre sí mismas.



*Figura 25: Implementos utilizados en la preparación de muestras de tefra.*

Posteriormente se eliminó el exceso de agua mediante la filtración con una malla. El material retenido por esta se introdujo en recipientes de aluminio codificados para el envío posterior de las muestras a un horno convectivo, en donde se mantuvieron por un periodo de 72 horas a 40° C. Cabe destacar que las muestras fueron pesadas en una balanza digital antes y después del lavado para obtener una aproximación del porcentaje granulométrico y la humedad perdida.

### **3.3.2 DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE TEFRA**

Posterior al secado de las muestras se procedió a la descripción de estas, la cual se realizó mediante el uso de una lupa binocular. Los parámetros de caracterización utilizados fueron el tamaño de los fragmentos (tamaño mínimo, tamaño máximo y tamaño promedio), composición de los fragmentos y geometría de estos mismo, además de los datos obtenidos en terreno como el espesor y la descripción breve de los materiales sub y sobreyacentes.

### **3.3.3 CORRELACIÓN TEFROESTRATIGRÁFICA**

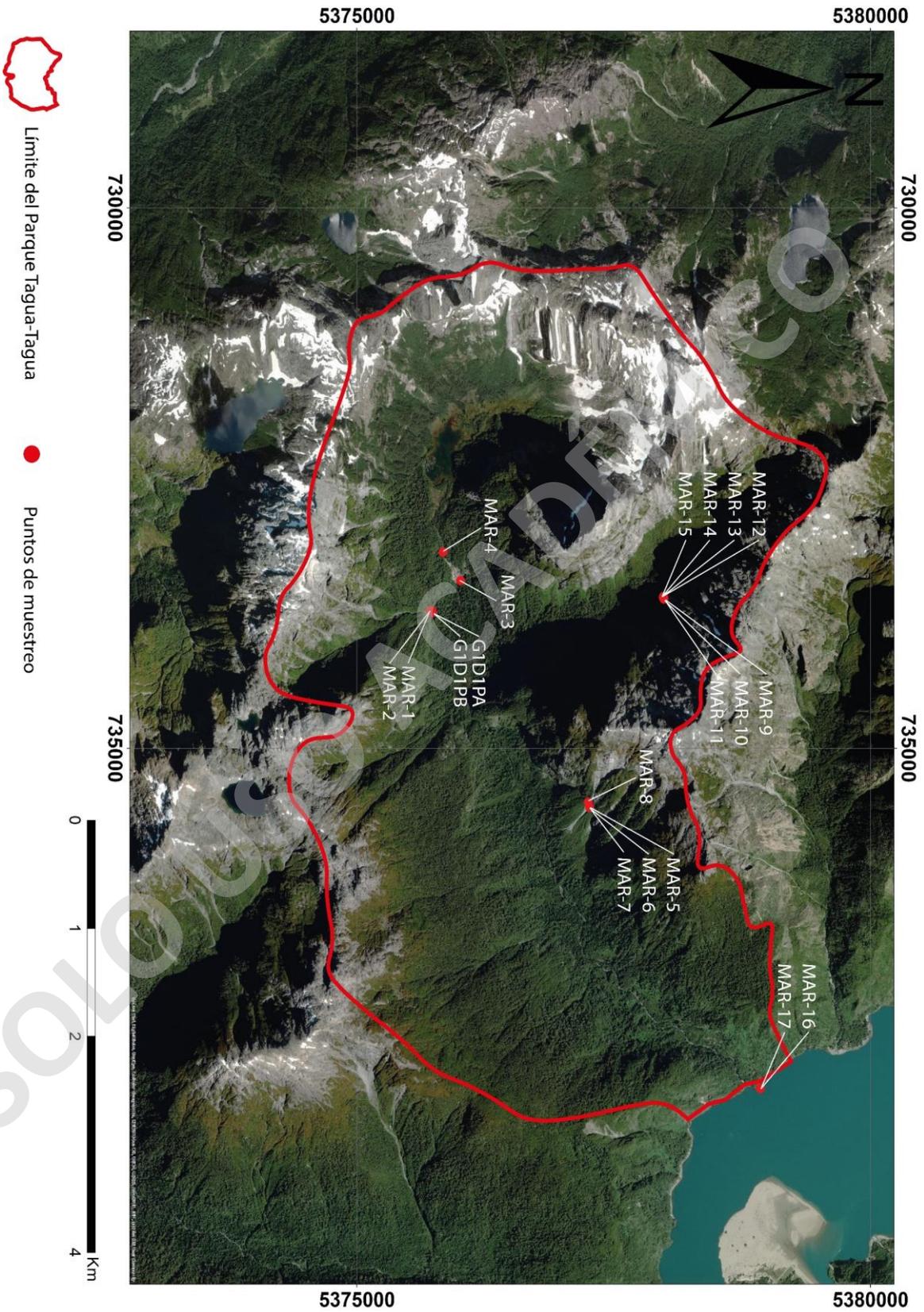
Con la información obtenida en el desarrollo de las actividades mencionadas, además de la información obtenida en terreno, se realizó una correlación de las muestras de tefra con unidades tefroestratigráficas definidas en la literatura.

## **4.RESULTADOS**

### **4.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL PARQUE TAGUA-TAGUA**

#### **4.1.1 DESCRIPCIÓN DE UNIDADES LITOLÓGICAS**

En la Figura 26 se indica la ubicación de las muestras de roca obtenidas dentro del Parque Tagua-Tagua, a partir de las cuales se realizaron análisis químicos y cortes transparentes para definir y describir las siguientes unidades litológicas que se distribuyen espacialmente como muestra la Figura 27.



▭ Límite del Parque Tagua-Tagua     
 ● Puntos de muestreo

Figura 26: Distribución espacial de las muestras de roca obtenidas en el Parque Tagua-Tagua

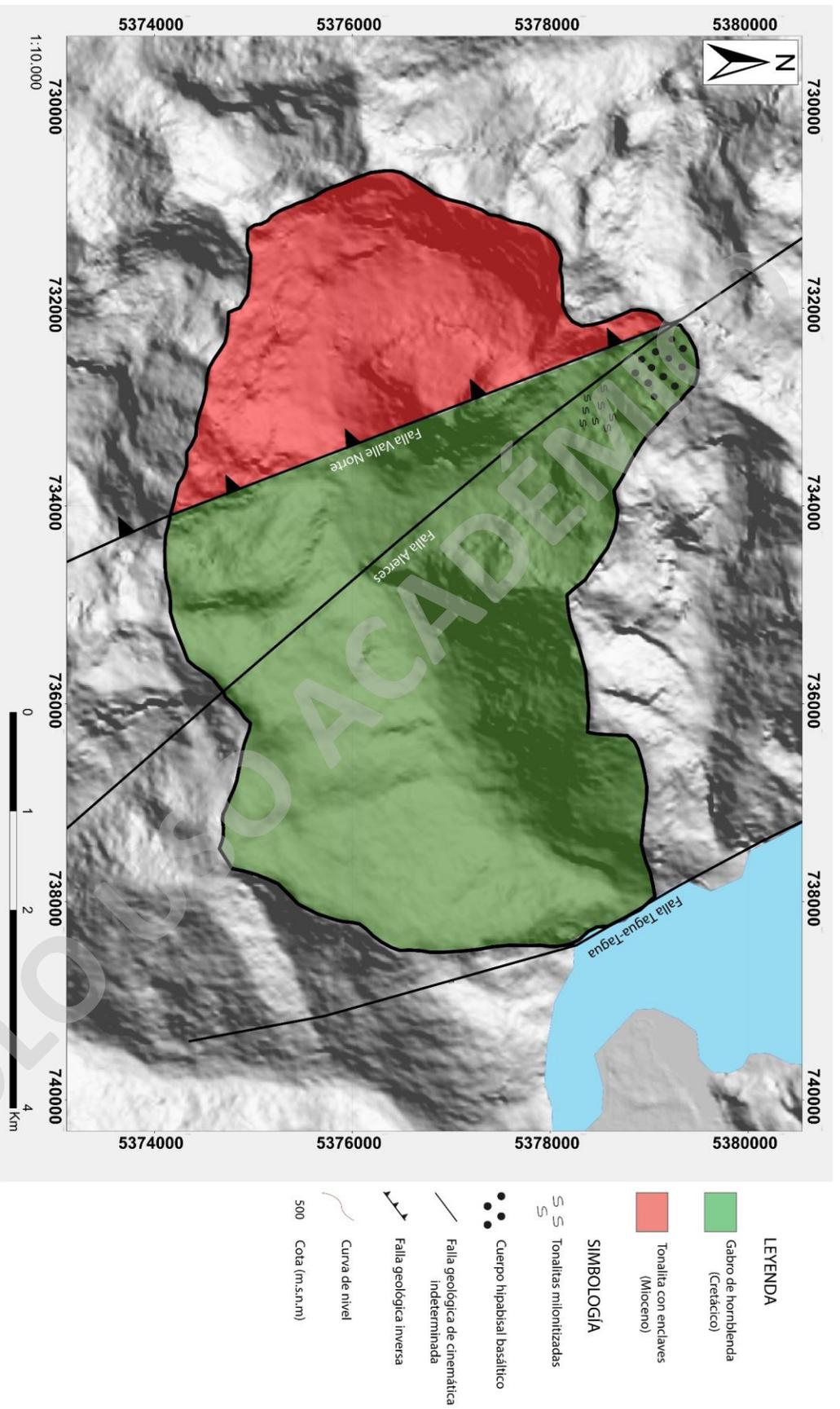


Figura 27: Mapa geológico esquemático del Parque Tagua-Tagua a escala 1:10.000.

## GABRO DE HORNBLENDA

Esta unidad litológica aflora en la zona oriental del Parque Tagua-Tagua y está constituida de gabros de hornblenda que se caracterizan por presentar cristales de grano grueso ( $> 5$  mm) y textura fanerítica (Figura 28). En términos mineralógicos, se componen de plagioclasa (55%), hornblenda (25%), minerales opacos (4%), biotita (2%), clorita (8%), calcita (3%), sericita (2%) y pirita (1%).



*Figura 28: Gabro de hornblenda (resaltado en rojo) con textura fanerítica y cristales de grano grueso en contacto con tonalitas milonitizadas.*

Además de la textura fanerítica que poseen los gabros de esta unidad, estos presentan a escala microscópica textura cumulada (Figura 29), en donde grandes cristales (1-5 mm) euhedrales de plagioclasa se observan en cúmulos, los cuales dejan espacios intersticiales, generalmente triangulares, en donde es posible reconocer pequeños cristales subhedrales ( $< 1$  mm) de hornblenda. De forma similar ocurre en el caso contrario, en donde se reconocen cúmulos de cristales de hornblenda soportados por cristales anhedrales de plagioclasa. También se observa ocasionalmente bordes de reacción en hornblendas que son parcialmente reemplazadas por clorita, y de forma más escasa, textura poiquilítica (Figura 30), donde oikocristales de hornblenda (hasta 5 mm) presentan chadacristales de minerales opacos orientados según la red cristalográfica del oikocristal.

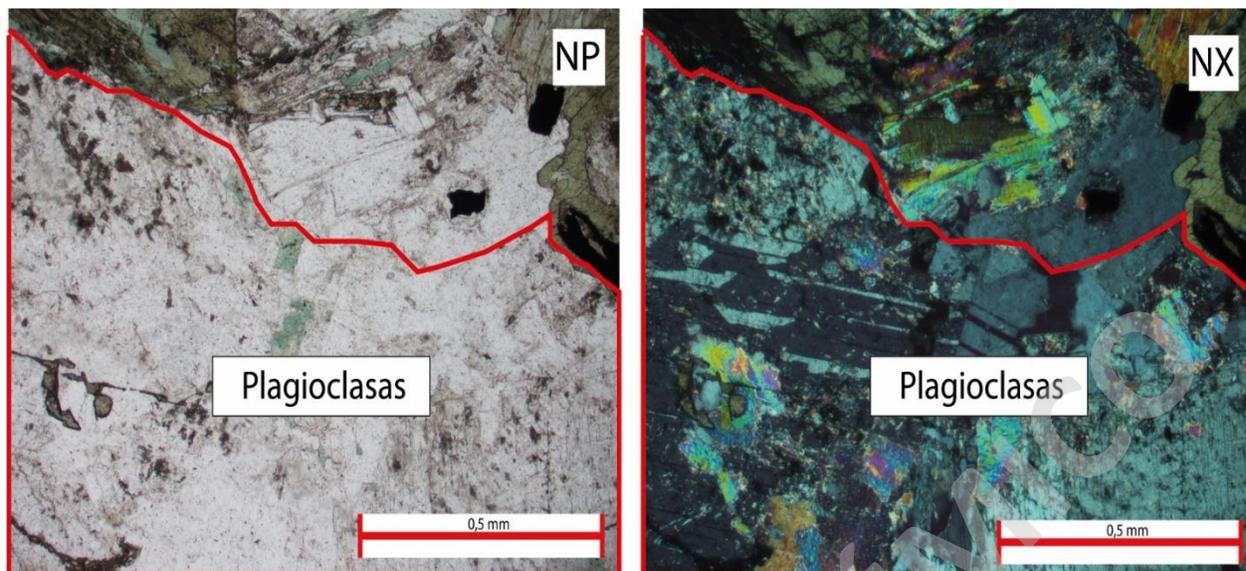


Figura 30: Cristales de plagioclasa acumulados (zona inferior) de la muestra MAR-14.

En cuanto a sus relaciones de contacto, esta unidad se encuentra intruida por tonalitas de biotita con enclaves y por diques basálticos. Además, esta unidad, en conjunto con las otras unidades definidas se observa afectada por metamorfismo regional de muy bajo grado, evidenciado en el reemplazo de minerales máficos, hornblendas en este caso, por minerales como clorita y/o epidota.

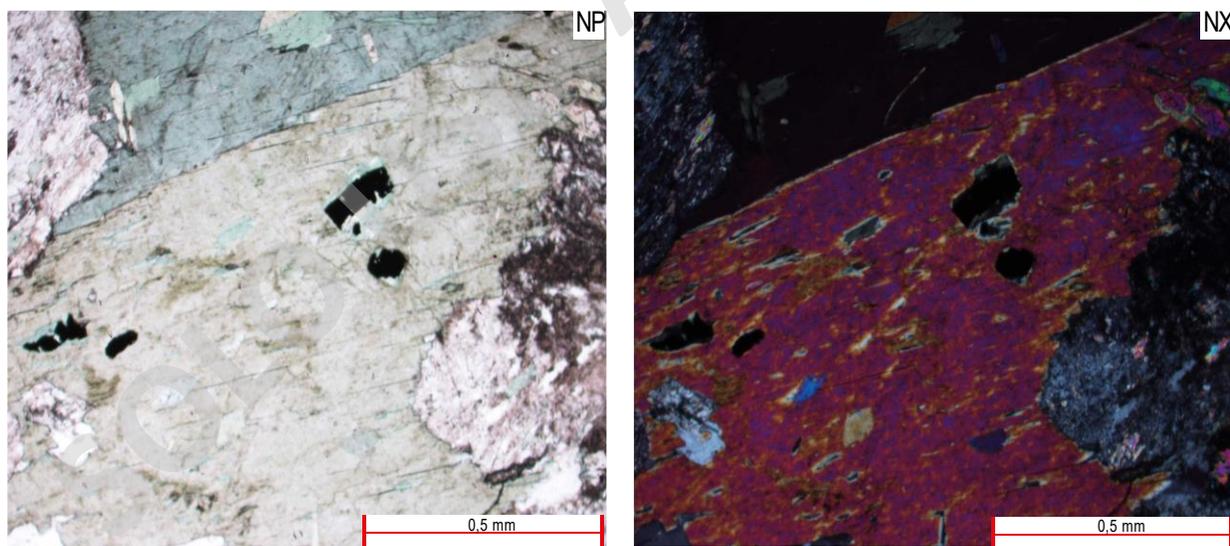


Figura 29: Oikocrystal de hornblenda y chadacrystal de minerales opacos en la muestra MAR-14.

## TONALITA MILONITIZADA

Aflora de forma discreta y con geometrías erráticas en el sector de Valle Norte, ubicado en la parte centro-norte del Parque Tagua-Tagua y se compone de tonalitas de biotita caracterizadas por poseer un aspecto bandeado debido a la presencia de bandas de geometría ligeramente sinuosa y de espesor milimétrico compuestas por minerales máficos o félsicos, las que se intercalan unas con otras (Figura 31).



*Figura 31: Tonalita milonitizada (resaltada en rojo) en el sector de Valle Norte.*

Las bandas de minerales félsicos, a escala mesoscópica, presentan cristales de cuarzos elongados en una dirección preferencial, y ocasionalmente estos poseen geometrías sigmoidales (Figura 32). Además, es importante mencionar que en algunas zonas de sus afloramientos se asemeja en apariencia a la unidad de tonalitas con enclaves (descrita en las páginas siguientes), sin embargo, esta última posee un menor índice de color, es decir, menor proporción de minerales oscuros.



*Figura 32: Cristales de cuarzo (resaltados en rojo) elongados en una dirección preferencial y ocasionalmente con geometría sigmoidal.*

En términos microscópicos, las bandas a las que se refiere en párrafos anteriores se observan más difusas, siendo más dificultoso la distinción de los límites entre unas y otras, no obstante, es posible reconocer cristales de biotita fragmentados y elongados, los que se alinean con cristales de minerales opacos entre una mayor proporción de cristales de cuarzo y en menor medida de plagioclasa (Figura 33). Los cristales de cuarzo se presentan como un mosaico de cristales de tamaño homogéneo que presentan bordes suturados y extinción ondulosa. También, dentro de dicho mosaico de cristales de cuarzo se observan cristales anhedrales relictos de biotita, reemplazados casi en su totalidad por clorita y en ocasiones por epidota (Figura 34).

En cuanto a la mineralogía, las rocas de esta unidad están compuestas de cuarzo (40%), plagioclasa (30%), clorita (10%), minerales opacos (8%), biotita (5%), sericita (5%) y epidota (2%).

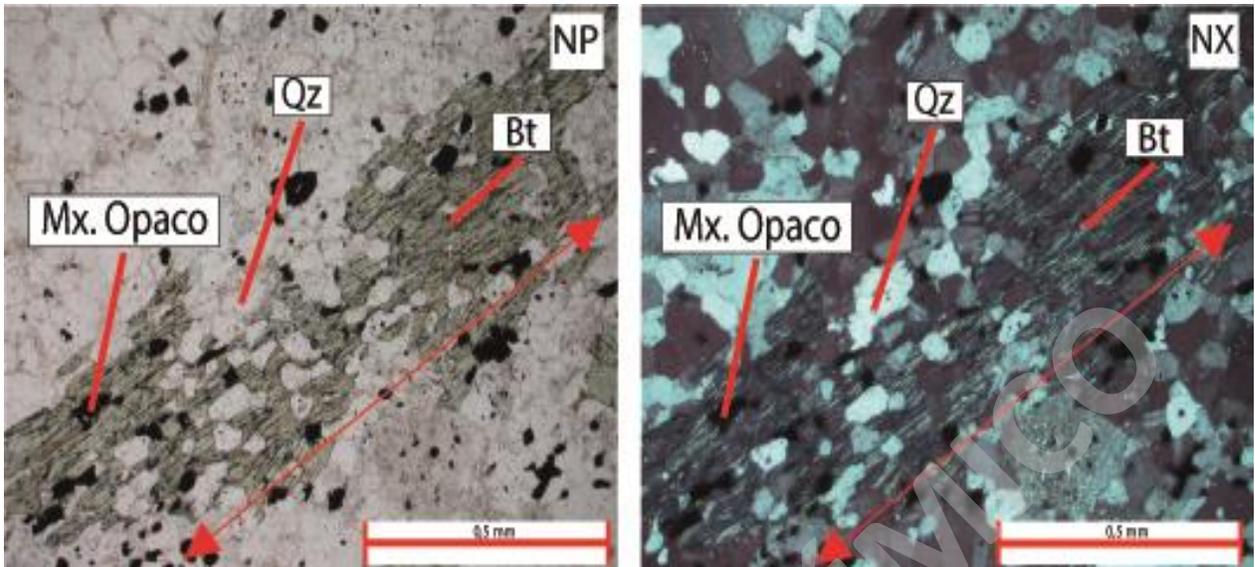


Figura 33: Cristal relicto de biotita elongado en dirección preferencial (flecha bidireccional) junto con minerales opacos.

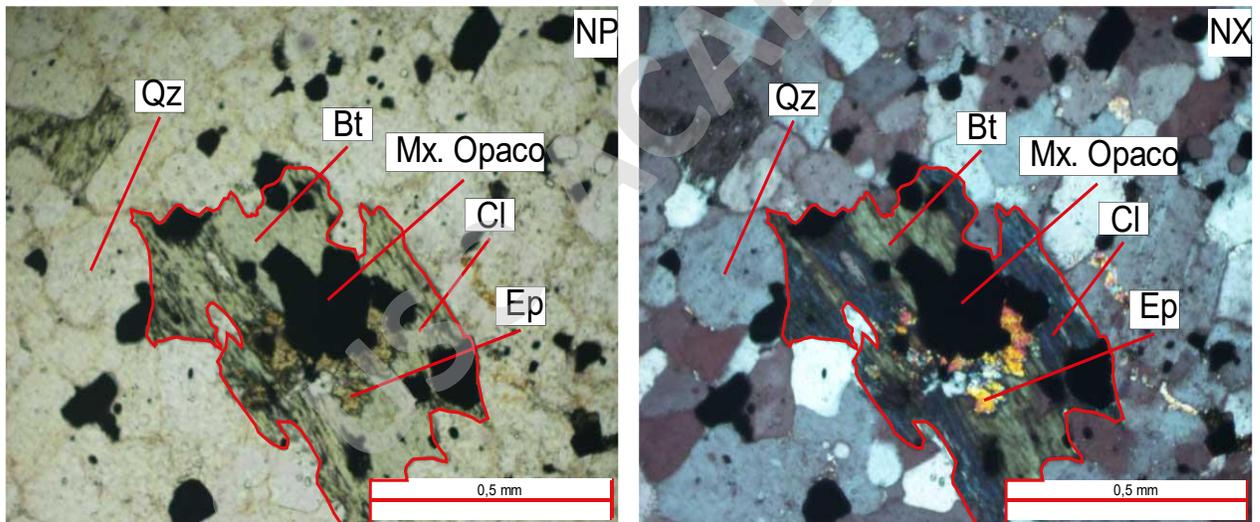


Figura 34: Cristal relicto de biotita (enmarcado en rojo) en mosaico de cuarzos suturados. Se observa reemplazado por clorita y epidota, además de la presencia de minerales opacos.

### TONALITA CON ENCLAVES

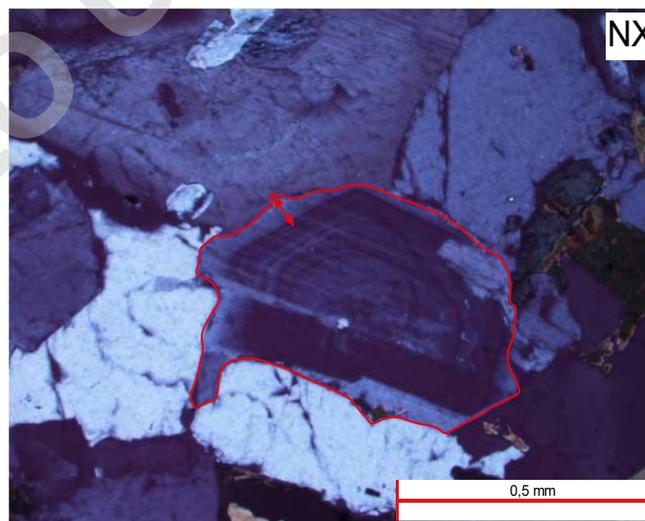
Aflora en la mitad occidental del Parque Tagua-Tagua y se constituye de tonalitas de biotita, las que se caracterizan por presentar enclaves microgranulares (Figura 35), comúnmente elongados (con rumbo promedio WNW-ESE) y sinuosos, con tamaños que van desde 5 a 30 cm y con una densidad aproximada de 5 por metro cuadrado. Las tonalitas de biotita poseen textura fanerítica,

cristales de grano medio (1-5 mm) y mineralógicamente se compone de plagioclasa (40%), cuarzo (30%), biotita (15%), epidota (5%), minerales opacos (5%), clorita (4%) y zircón (<1%).



*Figura 35: Enclaves graníticos en tonalitas reconocidas en Valle Norte.*

A escala microscópica, destaca la presencia de cristales de plagioclasa zonados, los cuales poseen formas anhedrales a subhedrales y tamaños que alcanzan los 2,5 mm. Es importante mencionar, que los anillos de zonación de dichas plagioclasas no poseen un espesor constante, ya que, en la mayoría de los cristales observados, el último anillo de zonación, de centro a borde, posee un mayor espesor, extendiéndose hasta el borde de los minerales adyacentes sin una geometría particular (Figura 36).



*Figura 36: Cristal anhedral de plagioclasa zonado de la muestra MAR-03. En rojo se destaca el espesor y geometría del último anillo de zonación.*

Además, es posible observar una segunda familia de cristales de plagioclasa, los que poseen tamaños menores a 3 mm y que no presentan zonación como los ya mencionados. Los cristales de cuarzo poseen extinción ondulosa, sobre todo aquellos de menor tamaño que se presentan con textura consertal entre cristales mayores de cuarzo, plagioclasa y biotita. De forma más escasa se reconoce textura poiquilítica, en donde oiko-cristales de plagioclasa incluyen a chadacristales de cuarzo.

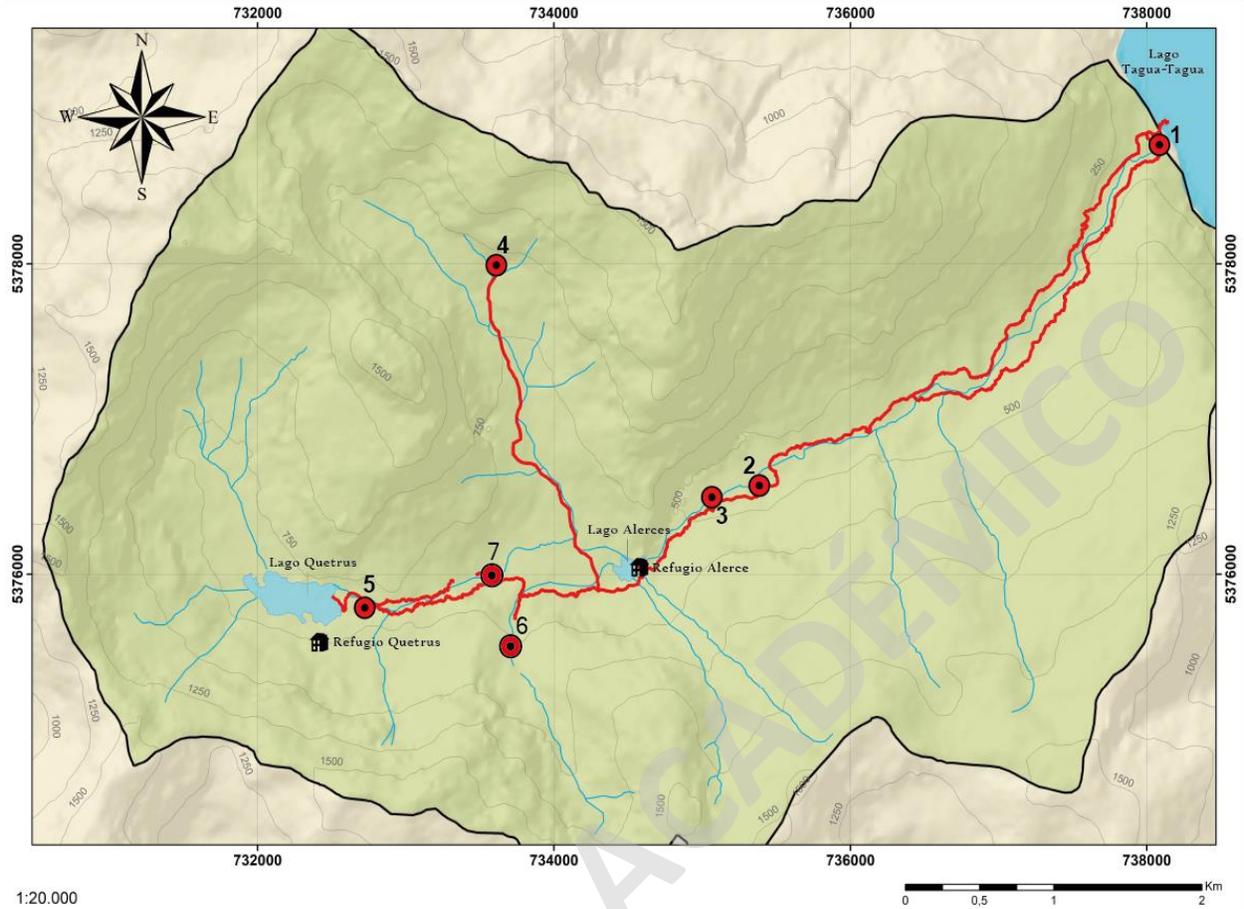
Por otra parte, esta unidad es intruída por diques félsicos de geometría sinuosa y contactos difusos, incluso sugiriendo una asimilación parcial de este mismo, y también por diques máficos de geometría sinuosa y de textura porfídica (Figura 37). Finalmente, los datos de rumbo medidos en los enclaves sugieren un sigma 1 NNE-SSW.



*Figura 37: Dique máfico y dique félsico intruyendo a tonalitas con enclaves.*

## **DIQUES MÁFICOS**

Corresponde a una serie de diques que afloran en conjuntos o enjambres dentro del área del Parque Tagua-Tagua, no obstante, afloran con mayor densidad en la zona de Valle Norte y también en zonas cercanas a las fallas reconocidas en el área de estudio, como por ejemplo en la Cascada La Flaca y en la Cascada Grande (ver Figura 38). Dichos diques poseen textura afanítica, y comúnmente poseen contactos netos con la roca de caja, aunque levemente sinuosos (Figura 39).



SITIOS DE REFERENCIA

- 1 Salto Tagua Tagua
- 2 4 puentes – helipuerto
- 3 Bloque caído
- 4 Valle Norte
- 5 Lago Quetrus
- 6 Cascada de La Flaca
- 7 Cascada Grande

Figura 38: Sitios de referencia del Parque Tagua-Tagua.



*Figura 39: Contacto entre dique máfico (a la izquierda) y tonalita de biotita (a la derecha).*

Es relevante destacar que en la zona de Valle Norte estas rocas no poseen geometría tabular, incluso afloran con gran extensión en la parte alta de dicho lugar (Figura 40), en donde son intruidas por diques félsicos tabulares y cortado por vetillas de cuarzo.



*Figura 40: Cuerpo hipabisal de composición andesítica (resaltado en rojo) cortado por diques félsicos y vetillas de cuarzo.*

A escala microscópica se observa que en términos mineralógicos estos diques se componen esencialmente de microlitos de plagioclasa y hornblenda (85%), además de minerales verdes (15%) reemplazando en distintos grados a piroxenos (Figura 41).

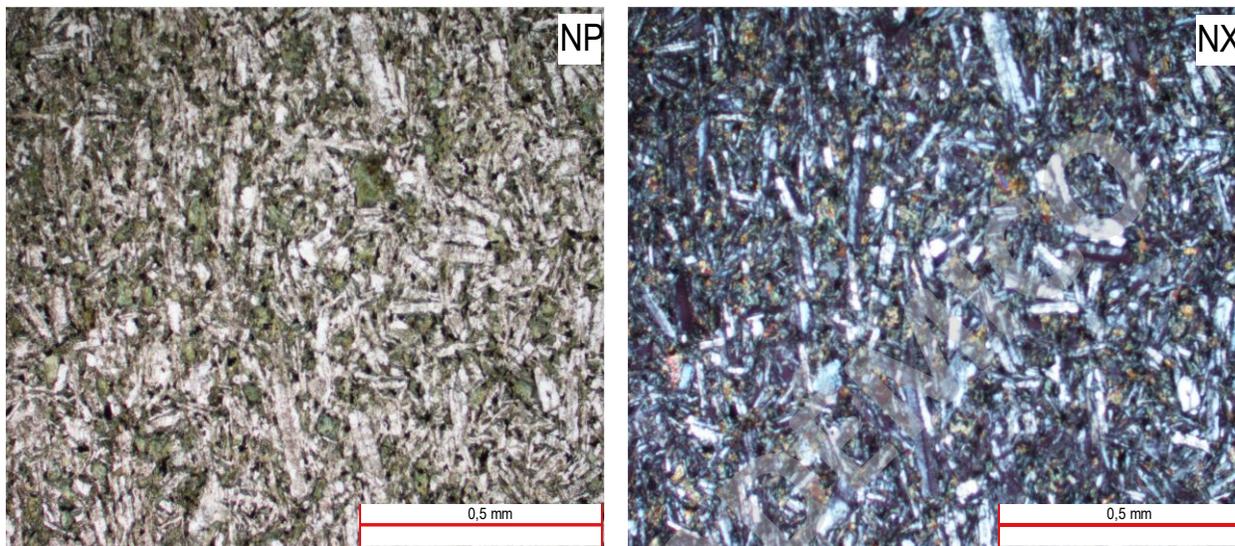


Figura 41: Microlitos de plagioclasa y hornblenda de la muestra MAR-12.

#### 4.1.2 GEOQUÍMICA

Respecto a la geoquímica de las unidades intrusivas definidas en el presente estudio, a continuación, se muestran los resultados de los análisis químicos realizados a muestras representativas de cada una de ellas (Tabla 3) y los diagramas obtenidos de dichos datos (Figuras 42 y 43).

El diagrama geoquímico AFM permite asignar una serie magmática a las rocas, y muestra que aquellas tonalitas que contienen a los enclaves descritos, así como estos últimos y los diques máficos que los intruyen pertenecen a la serie magmática calco-alcalina, no obstante, las unidades Gabro de hornblenda y Tonalita milonitizada pertenecen a la serie magmática toleítica. Cabe destacar, que la legitimidad de la geoquímica de la milonita es baja, debido a que durante su génesis las temperaturas alcanzadas permiten intercambio químico en un sistema abierto, razón por la cual se debe tener especial cuidado con sobreinterpretar estos resultados. Dicho lo anterior, desde el punto de vista de las edades de las muestras, aquellas rocas cretácicas son de la serie magmática toleítica, y aquellas rocas miocenas o post-miocenas son de la serie magmática calco-alcalina.

Tabla 3: Resultados de análisis químicos de roca total. MDL = límite de detección; LOI = pérdida por carburación.

Analito	Unidad	MDL	MAR 06	MAR 07	MAR 11	MAR 12	MAR 14
SiO <sub>2</sub>	%	0,01	62	58,84	44,69	50,05	41,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,01	16	15,86	18,87	19,19	19,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,04	6,52	11,16	14,12	8,85	12,2
MgO	%	0,01	2,63	1,76	7,42	5,6	08,03
CaO	%	0,01	5,91	2,78	3,88	10,37	12,02
Na <sub>2</sub> O	%	0,01	3,06	6,1	3,16	3,08	1,29
K <sub>2</sub> O	%	0,01	1,63	0,25	4,19	0,35	0,91
TiO <sub>2</sub>	%	0,01	0,6	1	1,35	0,89	1,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,01	0,1	0,28	0,08	0,07	0,03
MnO	%	0,01	0,13	0,2	0,2	0,2	0,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	2	<0,002	<0,002	4	7	7
Ba	PPM	1	397	79	623	276	95
Ni	PPM	20	<20	<20	<20	20	54
Sc	PPM	1	21	24	42	33	52
Be	PPM	1	<1	1	1	<1	<1
Co	PPM	0,2	13,1	14,9	29,3	24,3	40,4
Cs	PPM	0,1	1,3	0,3	4,5	0,9	1,8
Ga	PPM	0,5	14,1	14,5	19,2	14,7	14,9
Hf	PPM	0,1	2,2	3,6	1,1	1,3	0,5
Nb	PPM	0,1	2,4	3,1	3,7	0,9	0,4
Rb	PPM	0,1	42,8	5,9	106,4	7,2	24,5
Sn	PPM	1	<1	1	<1	<1	<1
Sr	PPM	0,5	334	147,7	266,6	263,4	415,4
Ta	PPM	0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1
Th	PPM	0,2	3,2	6,5	0,5	0,2	0,4
U	PPM	0,1	1	1	0,2	<0,1	0,2
V	PPM	8	145	98	395	242	459
W	PPM	0,5	<0,5	0,8	<0,5	6,1	1,5
Zr	PPM	0,1	70,6	122,4	37,7	45,6	10,1
Y	PPM	0,1	24,3	34,3	8,7	18,5	9,9
La	PPM	0,1	10,8	17,3	5,3	3	2,3
Ce	PPM	0,1	23,9	37,1	9,4	6,8	5,5
Pr	PPM	0,02	3,38	4,82	1,24	1,12	0,88
Nd	PPM	0,3	14,5	20,8	5	6	4,9
Sm	PPM	0,05	3,59	05,08	1,25	1,98	1,46
Eu	PPM	0,02	0,91	01,07	0,63	0,82	0,56
Gd	PPM	0,05	3,75	5,77	1,41	2,7	1,92
Tb	PPM	0,01	0,64	0,97	0,24	0,5	0,31
Dy	PPM	0,05	3,85	5,72	1,52	3,15	1,92
Ho	PPM	0,02	0,86	1,28	0,34	0,71	0,39
Er	PPM	0,03	2,52	3,66	01,04	2,14	01,07
Tm	PPM	0,01	0,37	0,51	0,14	0,3	0,14
Yb	PPM	0,05	2,56	3,34	0,93	1,97	0,88
Lu	PPM	0,01	0,4	0,53	0,15	0,32	0,13
Mo	PPM	0,1	0,5	0,6	0,2	0,4	0,3
Mo	PPM	0,1	0,5	0,6	0,2	0,4	0,3
Pb	PPM	0,1	8,5	2,5	3,9	2,2	3,6
Zn	PPM	1	184	102	111	42	81
Ni	PPM	0,1	4,8	2,2	10,1	7,4	28
As	PPM	0,5	3,2	0,6	1,1	0,6	1,4
Cd	PPM	0,1	0,4	<0,1	0,2	<0,1	0,2
Sb	PPM	0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	PPM	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	PPM	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Au	PPB	0,5	2,2	<0,5	<0,5	6,1	0,5
Hg	PPM	0,01	0,11	0,02	0,04	0,01	0,04
Tl	PPM	0,1	0,1	<0,1	0,7	<0,1	<0,1
Se	PPM	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sum	%	0,01	99,84	99,89	99,74	99,81	99,72
LOI	%	-5,1	1,3	1,6	1,7	1,1	2,9

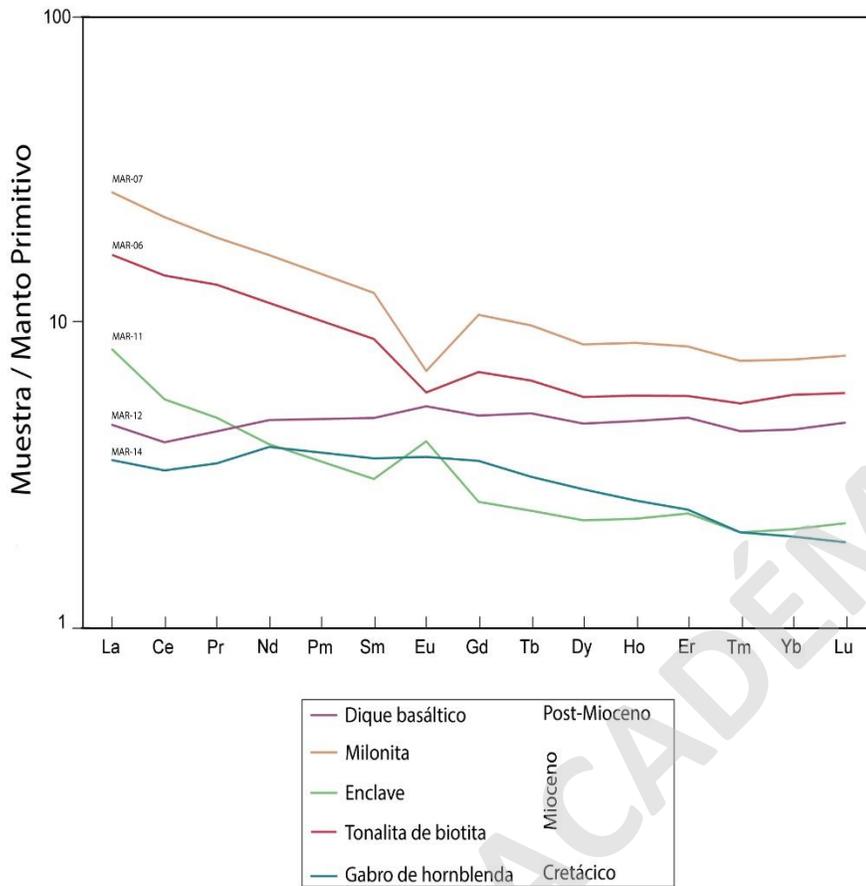


Figura 42: Diagrama Spider de tierras raras normalizadas a manto primitivo (McDonough, 1992).

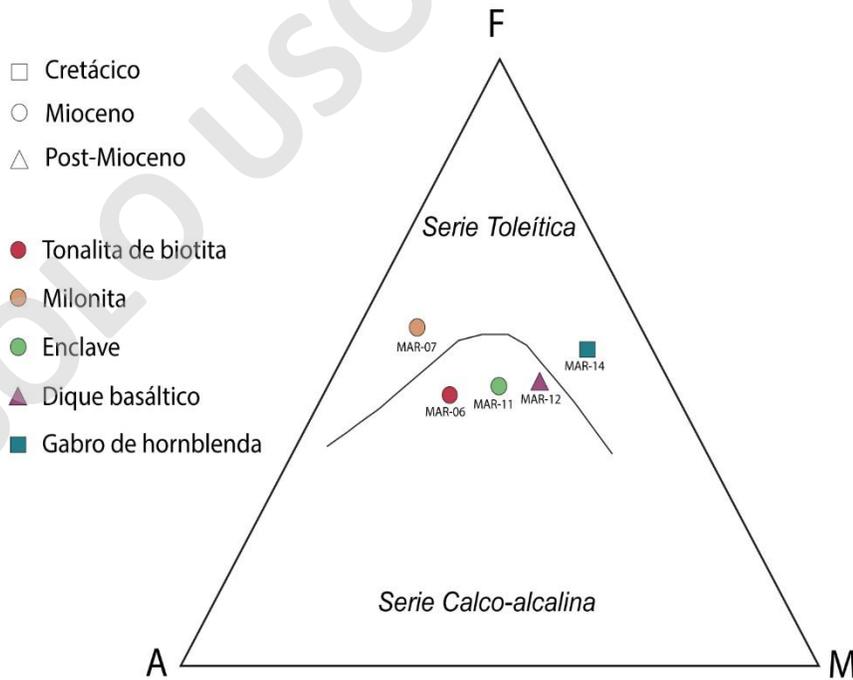


Figura 43: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) de las unidades intrusivas definidas.

El diagrama geoquímico Spider de tierras raras muestra que a excepción de los diques basálticos los patrones de tierras raras poseen pendientes negativas. Además, se observan anomalías negativas de europio tanto en milonitas como en tonalitas de biotita. Otra observación destacable, es que los patrones de tierras raras de la milonita y de la tonalita de biotita son muy similares, solo diferenciándose en que el patrón de la milonita se muestra más enriquecido que el de la tonalita, tanto, en tierras raras livianas como en tierras raras pesadas. Finalmente, si se compara el patrón de las rocas intrusivas más antiguas (Gabro de hornblenda) con el patrón de las rocas intrusivas más jóvenes (Tonalita de biotita) se observa un mayor enriquecimiento en estas últimas, no obstante, ambas poseen una pendiente similar y anomalías de europio proporcionalmente opuestas.

## **4.2 SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA**

A continuación, se expondrán los principales resultados del análisis determinístico de la susceptibilidad sísmica asociada a fuentes corticales.

### **4.2.1 ESTRUCTURAS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

Como primer resultado asociado a la susceptibilidad sísmica se tiene la cartografía de fallas del área de estudio (Figura 44), las cuales se obtuvieron tanto desde la literatura (Mella, 2008; Sernageomin-BRGM, 1995) como a partir de fotointerpretación y/o reconocimiento en terreno.

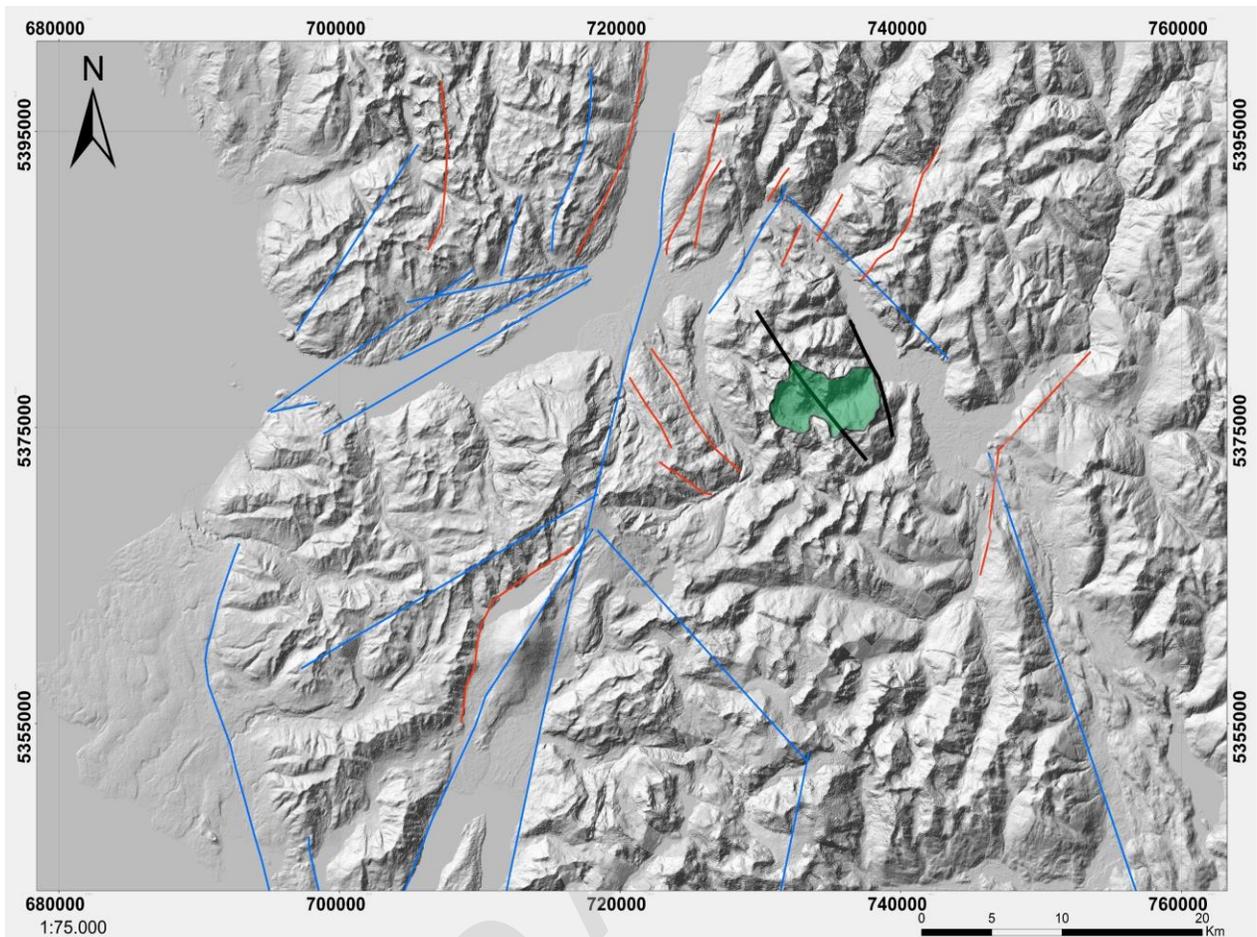


Figura 44: Cartografía de fallas recopiladas de la literatura, fotointerpretadas y/o reconocidas en el área de estudio.

#### 4.2.2 CLASIFICACIÓN DE SUELO

Otro de los resultados corresponde a la clasificación del terreno, el que fue categorizado en suelo suave, suelo rígido o roca (Figura 45), debido a que esto fue necesario para asignarle valor a las variables de la ley de atenuación utilizada.

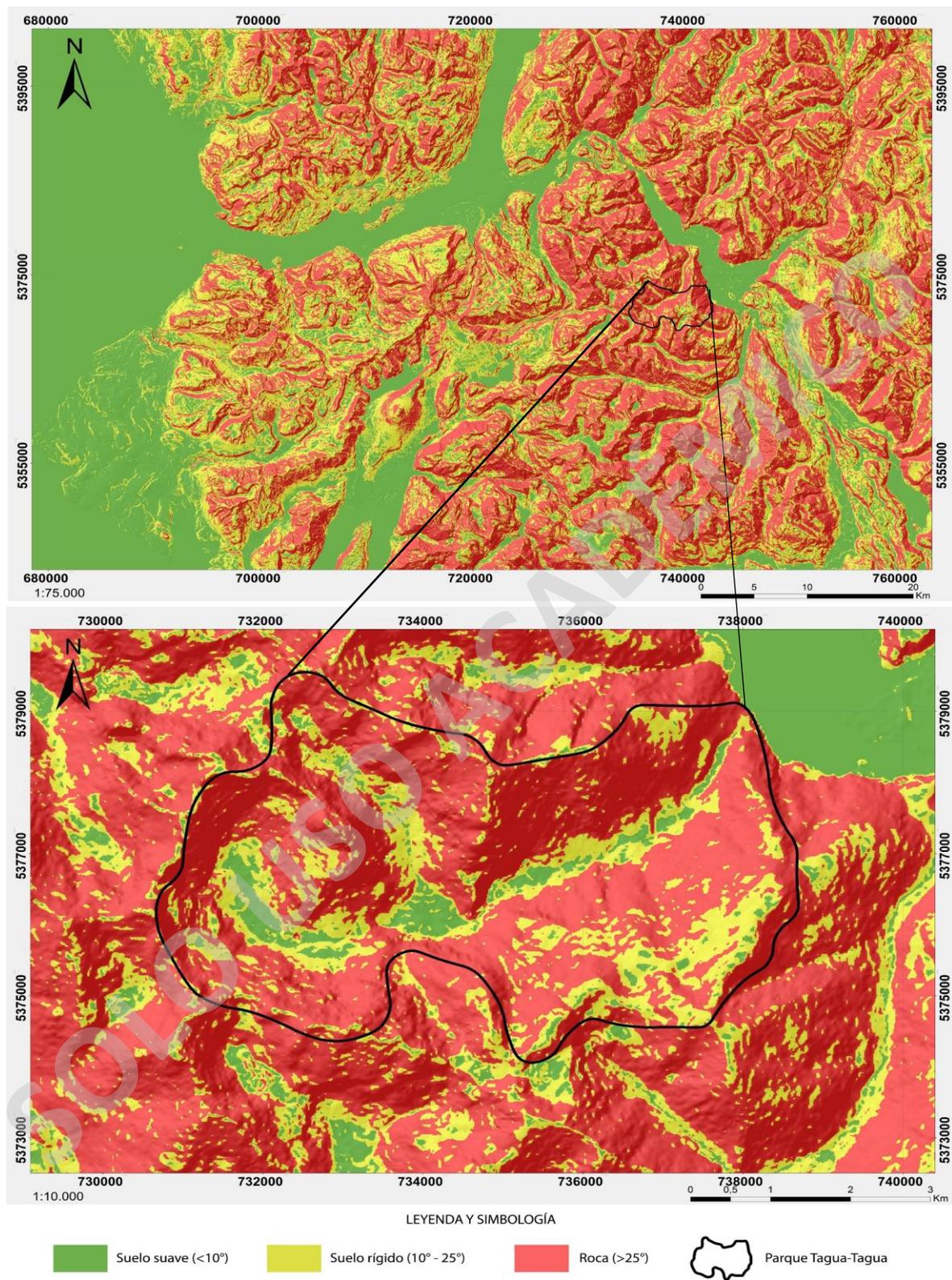


Figura 45: Clasificación del suelo según su pendiente a escalas 1:75.000 (imagen superior) y 1:10.000 (imagen inferior).

### **4.2.3 CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE ESTRUCTURAS**

A partir de la longitud de la ruptura superficial se obtuvo la magnitud esperada calculada mediante las relaciones logarítmicas de Wells & Coppersmith (1994). Luego, con estas últimas relaciones se obtuvieron diversos parámetros que caracterizan a las estructuras en términos sísmicos. Así mismo, según la ley de atenuación de Ambraseys & Douglas (2003) se obtuvieron las aceleraciones horizontales máximas para cada una de las fallas y la disminución de esta última a distintas distancias de la zona de ruptura, lo que se expone de manera resumida en la Tabla 4.

SOLO USO ACADÉMICO

Tabla 4: Parámetros sísmicos, magnitud esperada y PGA asociadas a fallas según Wells & Coppersmith (1994) y Ambraseys & Douglas (2003). La nomenclatura de las fallas es definida en el presente trabajo y se observa en el mapa de susceptibilidad sísmica expuesto en anexos.

ID	Código de Estructura	Cinemática de la estructura	Largo de Ruptura Superficial (Km)	Ancho de Ruptura en Profundidad (Km)	Área de Ruptura (km <sup>2</sup> )	Largo de Ruptura en Profundidad (Km)	Desplazamiento Máximo (m)	Desplazamiento Promedio (m)	Magnitud Esperada (Mw)	PGA Máximo (%g)	PGA (%g) a Distancia X Km										
											5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55
1	001	Ind.	8,55	9,15	130,79	15,67	0,39	0,28	6,16	76,61	58,25	44,29	33,68	25,60	19,47	14,80	11,25	8,56	6,51	4,95	3,76
2	002	Ind.	12,84	10,64	200,91	20,70	0,58	0,39	6,37	84,27	64,08	48,72	37,04	28,16	21,41	16,28	12,38	9,41	7,16	5,44	4,14
3	003	Ind.	10,37	9,83	160,35	17,88	0,47	0,33	6,26	80,16	60,95	46,34	35,23	26,79	20,37	15,49	11,77	8,95	6,81	5,18	3,94
4	004	Ind.	5,44	7,74	81,15	11,50	0,25	0,20	5,93	68,91	52,40	39,84	30,29	23,03	17,51	13,31	10,12	7,70	5,85	4,45	3,38
5	005	Ind.	4,40	7,15	64,87	9,94	0,21	0,17	5,83	65,57	49,85	19,44	14,78	11,24	8,54	6,50	4,94	3,76	2,86	2,17	1,65
6	006	Ind.	10,39	9,84	160,67	17,90	0,47	0,33	6,26	80,19	60,97	46,36	35,25	26,80	20,38	15,49	11,78	8,96	6,81	5,18	3,94
7	007	Ind.	3,12	6,30	45,13	7,86	0,15	0,13	5,65	60,50	46,00	34,97	26,59	20,22	15,37	11,69	8,89	6,76	5,14	3,91	2,97
8	008	Ind.	3,68	6,69	53,72	8,80	0,18	0,14	5,74	62,88	47,81	36,35	27,64	21,01	15,98	12,15	9,24	7,02	5,34	4,06	3,09
9	009	Ind.	2,73	5,99	39,19	7,17	0,13	0,11	5,59	58,63	44,58	33,89	25,77	19,59	14,90	11,33	8,61	6,55	4,98	3,79	2,88
10	010	Ind.	6,37	8,21	95,86	12,81	0,30	0,22	6,01	71,51	54,37	41,34	31,43	23,90	18,17	13,82	10,50	7,99	6,07	4,62	3,51
11	011	Ind.	10,86	10,00	168,35	18,46	0,49	0,34	6,28	81,03	61,61	46,84	35,62	27,08	20,59	15,65	11,90	9,05	6,88	5,23	3,98
12	012	Ind.	13,11	10,73	205,37	20,99	0,59	0,40	6,38	84,69	64,39	48,96	37,22	28,30	21,52	16,36	12,44	9,46	7,19	5,47	4,16
13	013	Ind.	5,61	7,83	83,83	11,74	0,26	0,20	5,95	69,41	52,78	40,13	30,51	23,20	17,64	13,41	10,20	7,75	5,89	4,48	3,41
14	014	Ind.	12,85	10,65	201,08	20,71	0,58	0,39	6,37	84,29	64,09	48,73	37,05	28,17	21,42	16,28	12,38	9,41	7,16	5,44	4,14
15	015	Ind.	65,21	19,46	1116,84	62,94	2,70	1,44	7,18	123,33	93,77	71,30	54,21	41,22	31,34	23,83	18,12	13,77	10,47	7,96	6,05
16	016	Ind.	15,48	11,41	244,75	23,52	0,69	0,45	6,46	88,05	66,95	50,90	38,70	29,43	22,37	17,01	12,93	9,83	7,48	5,68	4,32
17	017	Ind.	41,04	16,38	685,02	45,84	1,74	0,99	6,95	110,65	84,13	63,96	48,63	36,98	28,12	21,38	16,25	12,36	9,40	7,14	5,43
18	018	Ind.	3,46	6,54	50,33	8,44	0,17	0,14	5,71	61,98	47,12	35,83	27,24	20,71	15,75	11,97	9,10	6,92	5,26	4,00	3,04
19	019	Ind.	3,39	6,49	49,26	8,32	0,16	0,13	5,70	61,68	46,90	35,66	27,11	20,61	15,67	11,92	9,06	6,89	5,24	3,98	3,03
20	020	Ind.	24,19	13,46	392,07	31,93	1,05	0,65	6,69	97,76	74,33	56,51	42,97	32,67	24,84	18,89	14,36	10,92	8,30	6,31	4,80
21	021	Ind.	9,88	9,66	152,36	17,30	0,45	0,32	6,23	79,25	60,26	45,82	34,84	26,49	20,14	15,31	11,64	8,85	6,73	5,12	3,89
22	022	Ind.	21,54	12,90	346,88	29,49	0,94	0,59	6,63	95,13	72,33	55,00	41,82	31,79	24,17	18,38	13,97	10,63	8,08	6,14	4,67
23	023	Ind.	37,50	15,84	622,80	43,10	1,60	0,92	6,91	108,33	82,37	62,63	47,62	36,20	27,53	20,93	15,91	12,10	9,20	6,99	5,32
24	026	Ind.	15,80	11,50	250,09	23,85	0,70	0,46	6,47	88,47	67,27	51,15	38,89	29,57	22,48	17,09	13,00	9,88	7,51	5,71	4,34
25	027	Ind.	9,37	9,47	144,07	16,68	0,43	0,30	6,21	78,28	59,52	45,25	34,41	26,16	19,89	15,12	11,50	8,74	6,65	5,05	3,84
26	028	Ind.	17,70	11,99	281,94	25,78	0,78	0,51	6,53	90,86	69,08	52,52	39,94	30,36	23,09	17,55	13,35	10,15	7,72	5,87	4,46
27	024	Ind.	15,00	11,28	236,75	23,02	0,67	0,44	6,44	87,40	66,45	50,53	38,42	29,21	22,21	16,89	12,84	9,76	7,42	5,64	4,29
28	025	Ind.	15,25	11,35	240,91	23,28	0,68	0,45	6,45	87,74	66,71	50,72	38,57	29,32	22,29	16,95	12,89	9,80	7,45	5,66	4,31
29	029	Ind.	18,00	12,07	286,99	26,08	0,79	0,51	6,54	91,22	69,35	52,73	40,09	30,48	23,18	17,62	13,40	10,19	7,75	5,89	4,48
30	030	Ind.	15,70	11,47	248,42	23,75	0,70	0,46	6,47	88,34	67,17	51,07	38,83	29,52	22,45	17,07	12,98	9,87	7,50	5,70	4,34
31	031	Ind.	11,70	10,28	182,13	19,42	0,53	0,36	6,32	82,46	62,69	47,67	36,24	27,56	20,95	15,93	12,11	9,21	7,00	5,32	4,05
32	032	Ind.	15,50	11,41	245,08	23,54	0,69	0,45	6,46	88,07	66,97	50,92	38,71	29,43	22,38	17,02	12,94	9,84	7,48	5,69	4,32
33	033	Ind.	24,90	13,61	404,23	32,57	1,08	0,66	6,70	98,42	74,83	56,90	43,26	32,89	25,01	19,01	14,46	10,99	8,36	6,35	4,83

#### 4.2.4 CARTOGRAFÍA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA

El resultado que integra toda la información corresponde a la cartografía de las aceleraciones máximas del terreno (Figura 46; mapa completo en Anexos), determinadas por la cercanía a una potencial zona de ruptura (fallas) y el tipo de terreno previamente clasificado.

Se observa en el mapa de aceleraciones sísmicas que las zonas más susceptibles a presentar aceleraciones sísmicas de gran magnitud se concentran en las cercanías de la traza principal de la ZFLO, es decir, en la estructura de orientación NNE que alinea el volcán Hornopirén con el fiordo de Reloncaví, esto debido a la longitud de esta estructura y a la presencia de suelos suaves de baja

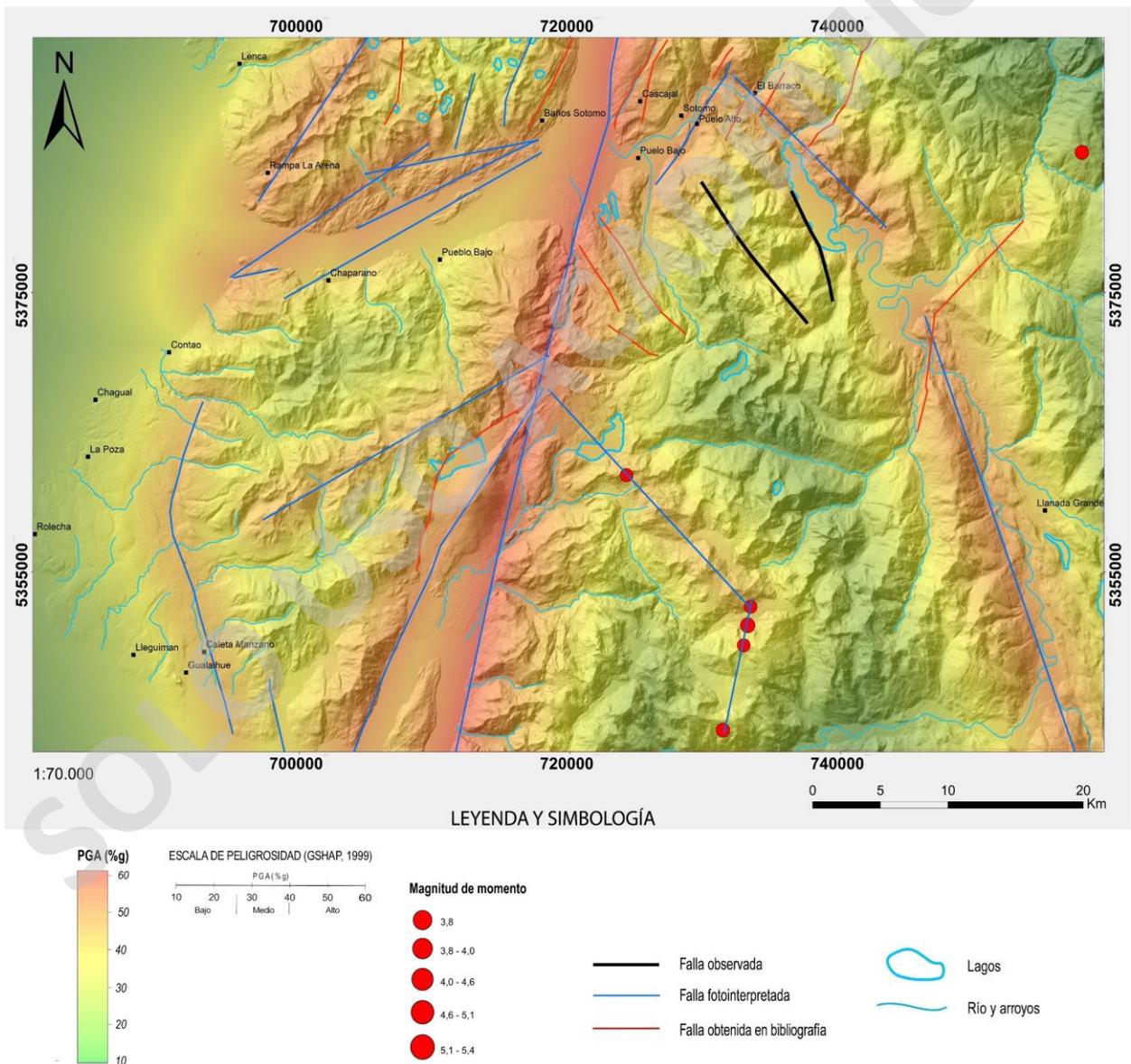


Figura 46: Valores de PGA del área de estudio asociados a potenciales sismos corticales.

pendiente en sus alrededores, esto último también como una probable respuesta geomorfológica a la presencia de la ZFLO.

También se presenta en la siguiente cartografía (Figura 47) la susceptibilidad sísmica asociada a fuentes corticales del Parque Tagua-Tagua, en la que se observa que no presenta zonas de susceptibilidad alta debido a que las estructuras son de una longitud acotada y a que el terreno está compuesto de roca casi en su totalidad.

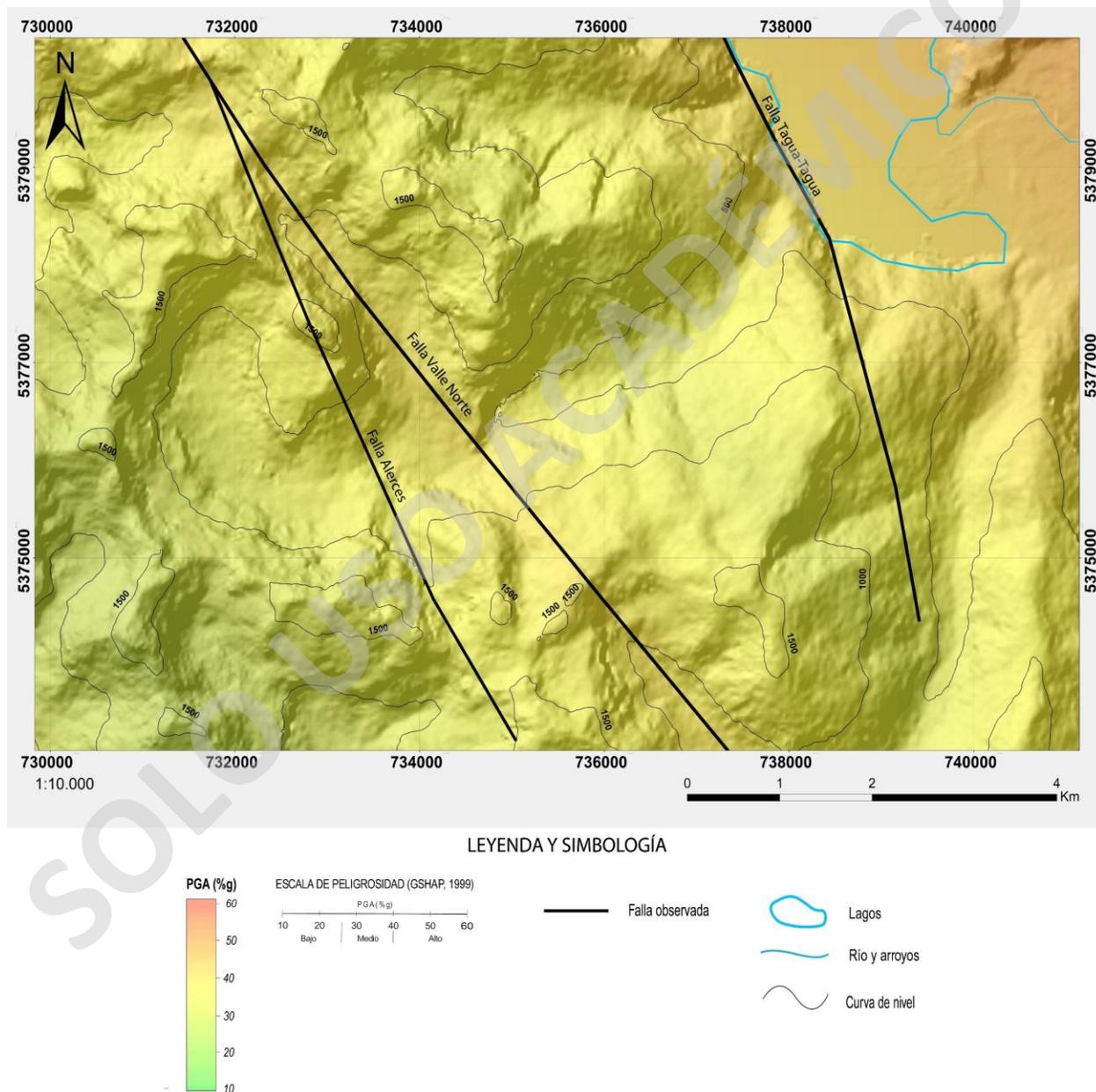


Figura 47: Mapa de susceptibilidad sísmica asociada a fuentes corticales del Parque Tagua-Tagua a escala 1:10.000.

## 4.3 SUSCEPTIBILIDAD VOLCÁNICA

### 4.3.1 PUNTOS DE MUESTREO DE TEFRAS

Como se mencionó en el ápice de metodologías, el trabajo de campo realizado con respecto a la susceptibilidad volcánica consistió principalmente en la obtención de muestras de tefra (Figura 48), así como también en el reconocimiento de otros tipos de peligro, tales como depósitos de lahares y avalanchas volcánicas.

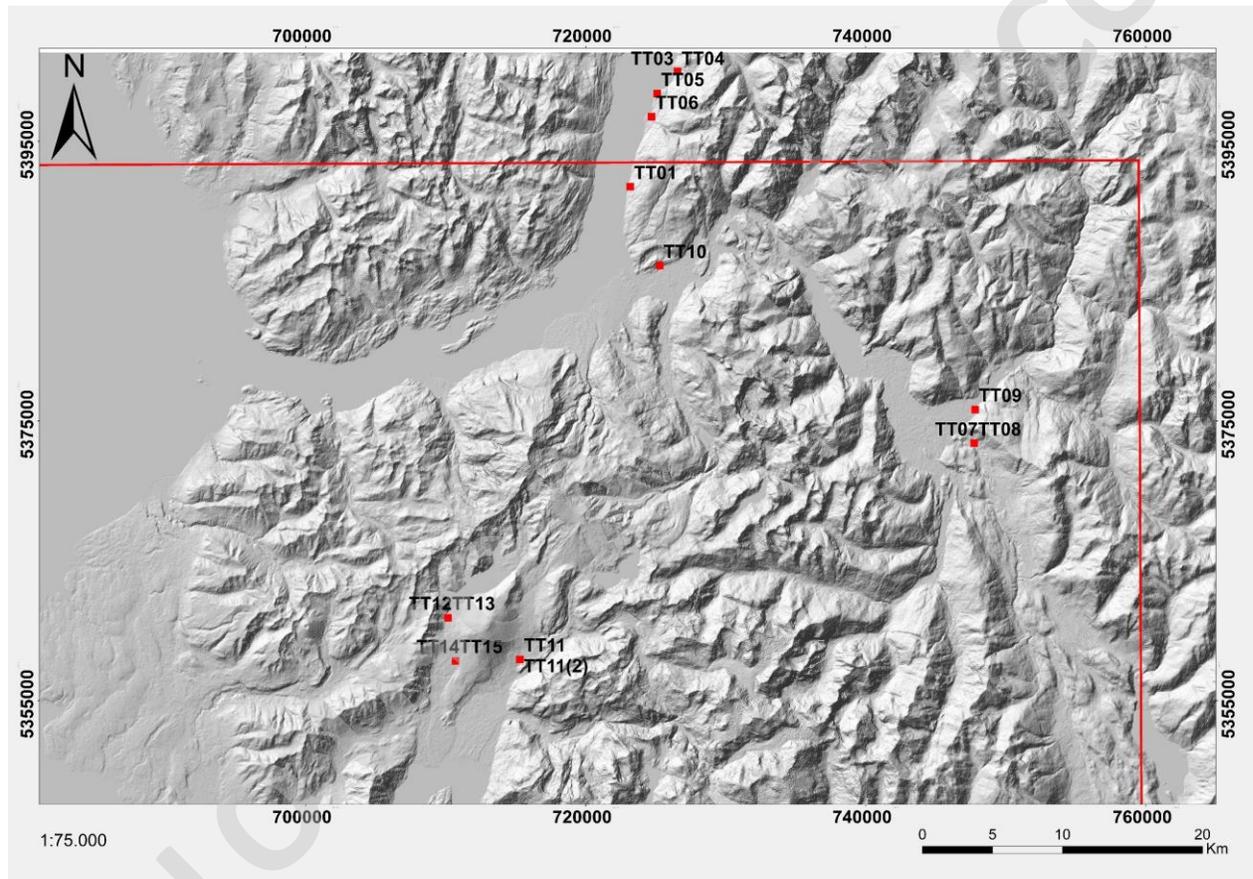


Figura 48: Ubicación de los puntos de muestreo de tefras con su respectiva codificación. Líneas rojas indican los bordes del área de estudio.

### 4.3.2 DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE TEFRA

Las muestras de tefra obtenidas en el trabajo de campo son descritas en la siguiente tabla (Tabla 5), en donde también se muestra la unidad tefroestratigráfica definida en Watt *et al.* (2011) con la que se correlaciona.

Tabla 5: Descripción y correlación de muestras de tefra obtenidas en el presente estudio con unidades tefroestratigráficas definidas en Watt et al. (2010).

Coordenadas UTM (N,E)		Código de Muestra	Espesor (cm)	Color	Granulometría	Relaciones de contacto	Correlación
5400001	726569	TT02	8	Café Oscuro	Partículas de 3 mm. Promedio	Sobreyace a TT03	Ca13
5400001	726569	TT03	7	Amarillo Oscuro	Partículas > 1 mm.	Sobreyace a TT04	Ca12
5400001	726569	TT04	4	Amarillo	Partículas < 1 mm.	Sobreyace a 3 m. de tonalita	Ca11
5398402	725112	TT05	11	Amarillo Grisáceo	Partículas > 1 mm.	Infrayace a 25 cm de suelo	Ca13
5396761	724701	TT06	7	Amarillo Grisáceo	Partículas > 1 mm.	Infrayace a 30 cm de suelo	Ca13
5373406	747748	TT07	6	Gris Claro	Partículas de 2 mm. Promedio	Sobreyace 43 cm arriba de TT08	Ca13
5373406	747748	TT08	4	Amarillo Claro	Partículas < 1 mm.	Infrayace a TT07	Tagua
5386101	725291	TT10	8	Amarillo	Partículas de 3 mm. Promedio	Infrayace a suelo	Ca13
5357947	715318	TT11	130	Gris Oscuro	Partículas < 1 mm.	Infrayace a suelo	Ap1
5357924	715294	TT11(2)	130	Gris Oscuro	Partículas < 1 mm.	Infrayace a suelo	Ap1
5360927	710181	TT12	25	Gris Oscuro - Café Anaranjado	Partículas < 2 mm.	Sobreyace en discordancia a TT13	Ap1
5360927	710181	TT13	92	Oscuro y grano fino	Partículas < 1 mm.	Subyace en discordancia a TT13	Ho1
5357841	710716	TT14	58	Oscuro y grano fino	Partículas < 2 mm.	Sobreyace en discordancia a TT15	Ap1
5357841	710716	TT15	63	Oscuro y grano fino	Partículas < 1 mm.	Subyace en discordancia a TT14	Ho1

### 4.3.3 ZONAS SUSCEPTIBLES A PELIGROS VOLCÁNICOS

Por un lado, en el acceso desde el norte, por el borde oriental del Fiordo de Reloncaví (Figura 49) se observan múltiples depósitos de tefra de hasta 50 cm de espesor, los que habrían sido producto de erupciones del Volcán Calbuco ocurridas en un rango de edad que va desde los 2.182 hasta los 2001 años A.P (Watt *et al.*, 2011). Así mismo, el acceso desde el sur, por el borde noroccidental de la península de Hualaihué (Figura 50) podría verse afectado por avalanchas volcánicas y/o lahares, ya que existe registro geológico de que estas ya han ocurrido en el pasado, tanto en dirección suroeste, desde el Volcán Yate hacia el Lago Cabrera resultando incluso en varios fallecidos, así como también hacia el noroeste, lugar conocido como “El Derrumbe” por estas mismas razones (Watt *et al.*, 2008). En adición, este edificio volcánico es gravitacionalmente inestable, esto debido a sus altas pendientes y a su geomorfología en cruz visto en planta (Mella, 2008).

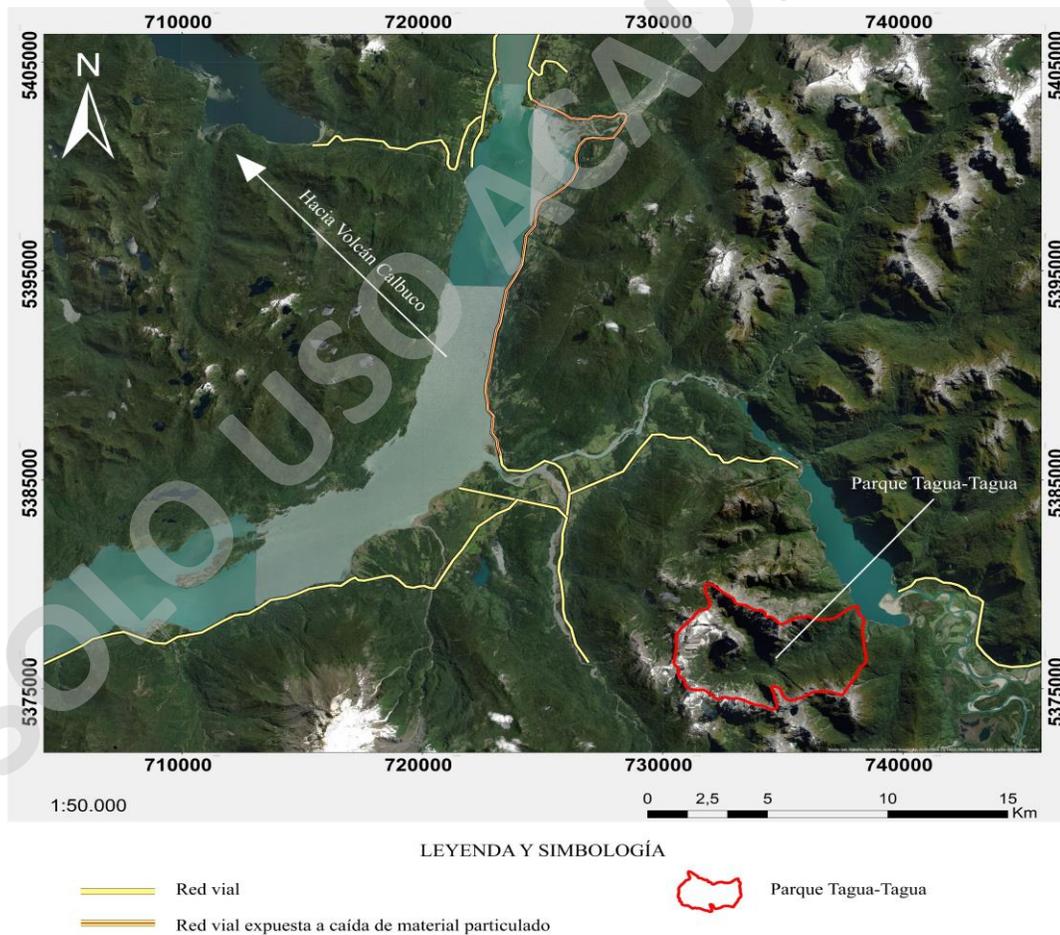


Figura 49: Acceso desde el norte al Parque Tagua-Tagua expuesto a caída de materia particulado fino proveniente del Volcán Calbuco.

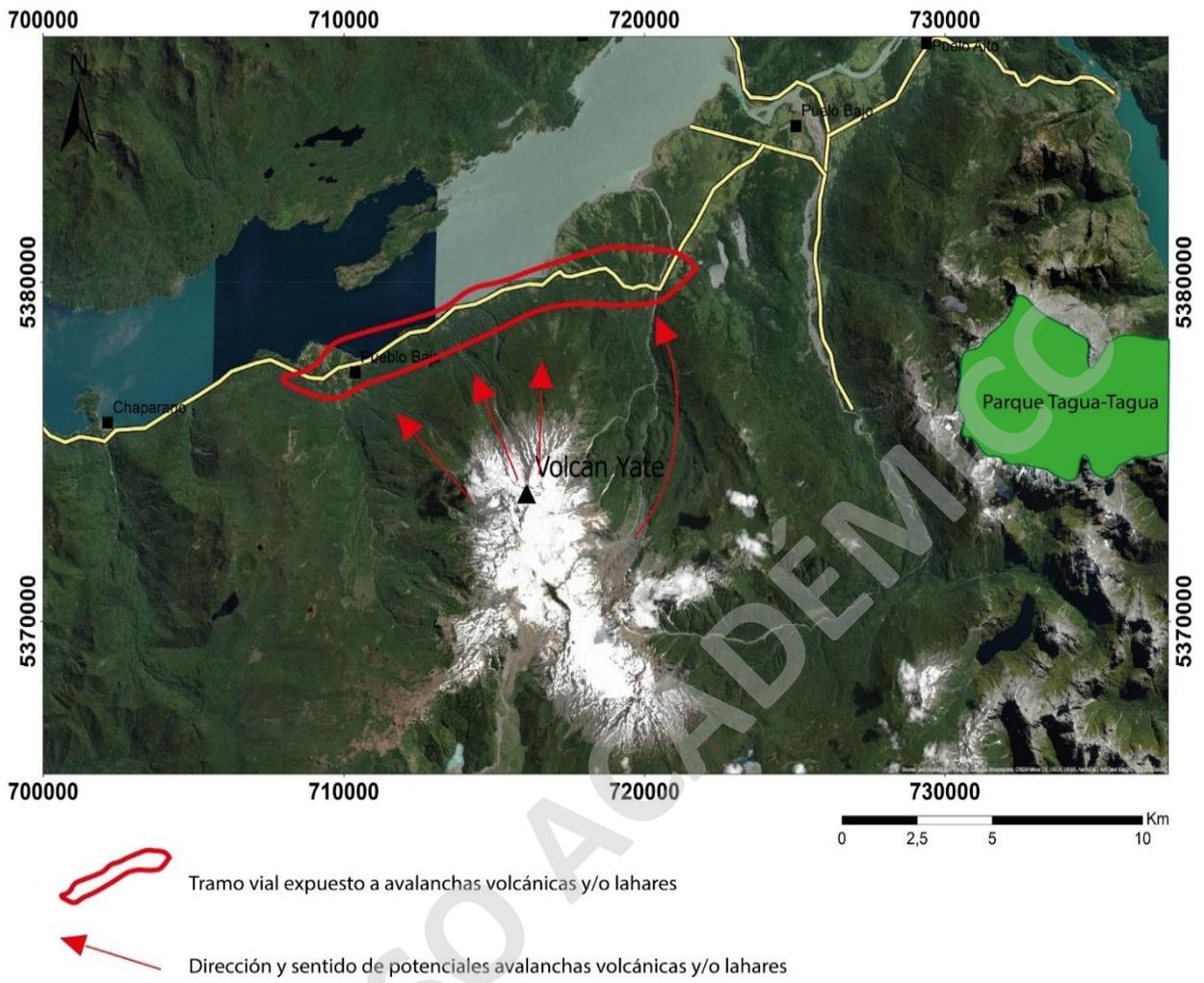


Figura 50: Tramo vial de acceso al Parque Tagua-Tagua expuesto a potenciales avalanchas volcánicas y/o lahares provenientes del Volcán Yate.

#### 4.3.4 MAPA ISOPÁQUICO

En la siguiente figura (Figura 51) se exponen las isópacas de la erupción Ap1 construidas a partir de las muestras obtenidas en este trabajo y las obtenidas en Watt *et al.* (2011). Cabe destacar que se realizaron las isópacas del volcán en cuestión considerando su grado de amenaza y debido a que posee una buena distribución espacial de muestras.

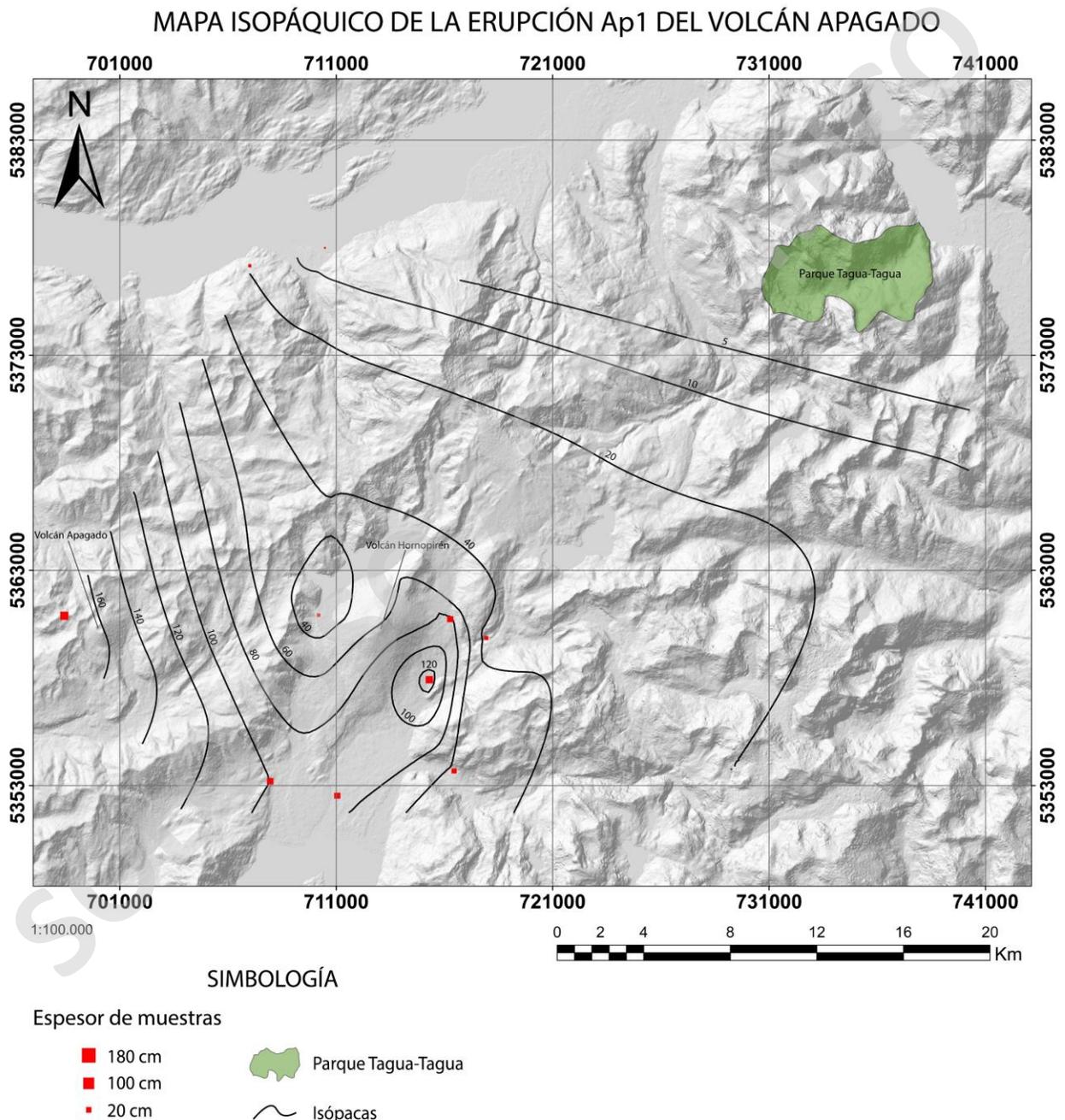


Figura 51: Mapa isopáquico a escala 1:10.000 de la erupción Ap1 del Volcán Apagado construido a partir de muestras de teфра obtenidas en el presente estudio y en Watt *et al.* (2011).

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 EVENTOS GEOLÓGICOS

La evolución geológica del Parque Tagua-Tagua puede ser explicada como la sumatoria de los resultados de una serie de procesos geológicos que serán discutidos a continuación y que culminaron en su paisaje actual.

#### 5.1.1 INTRUSIONES CRETÁICAS

El primer lugar, las rocas más antiguas que afloran en el parque se ubican en la porción oriental de este mismo (Figura 52) y corresponden a gabros de hornblenda que intruyeron entre 117 a 87 Ma atrás (Carrasco, 1995) a complejos metamórficos de acreción de edad paleozoica-mesozoica (Hervé *et al.*, 1999, 2000), rocas volcánicas jurásicas (Pankhurst *et al.*, 1998) y/o rocas volcanosedimentarias marinas del Cretácico Inferior (De la Cruz *et al.*, 1996; en Adriasola *et al.*, 2005), no obstante, es importante destacar que dentro del Parque Tagua-Tagua no fue reconocida la roca que hospeda al plutón en cuestión.

Respecto a la intrusión de los plutones gabróticos, estos se habrían emplazado a profundidades que van desde los 7 hasta los 10 km y luego habrían tenido un enfriamiento post-magmático a una tasa menor a 2,5°C/Ma, ya que Adriasola *et al.* (2005) reconoce que dentro de los plutones que componen el BNP, aquellos de edad cretácica comúnmente presentan dichos patrones de enfriamiento y profundidades de emplazamiento. Lo anterior, es coherente con el gran tamaño de los cristales observados (7 mm. aproximadamente) y con la textura cumulada en donde hornblendas y, sobre todo plagioclasas, habrían tenido el tiempo necesario para descender dentro de la cámara magmática por efecto de la gravedad.

Por otro lado, Carrasco *et al.* (1991) proponen que existe una diferencia en la respuesta entre plutones miocenos y cretácicos ante la deformación miocena asociada a la ZFLO, dado que los plutones cretácicos, a diferencia de los plutones miocenos no presentan evidencias de deformación sub-solidus debido a la diferencia térmica que existió entre estos durante la deformación miocena, ya que los plutones cretácicos, en este periodo, se encontraban cristalizados y a una temperatura menor a los 200°C. Esto coincide con el no reconocimiento de evidencias de deformación sub-solidus en rocas cretácicas durante el desarrollo del presente estudio. En vista de los antecedentes expuestos, las dataciones realizadas por Carrasco (1995), sumado a las evidencias que sugieren

bajas tasas de enfriamiento y a la ausencia de deformación sub-solidus en la unidad Gabro de hornblenda permiten establecer una edad cretácica para el origen de esta última.

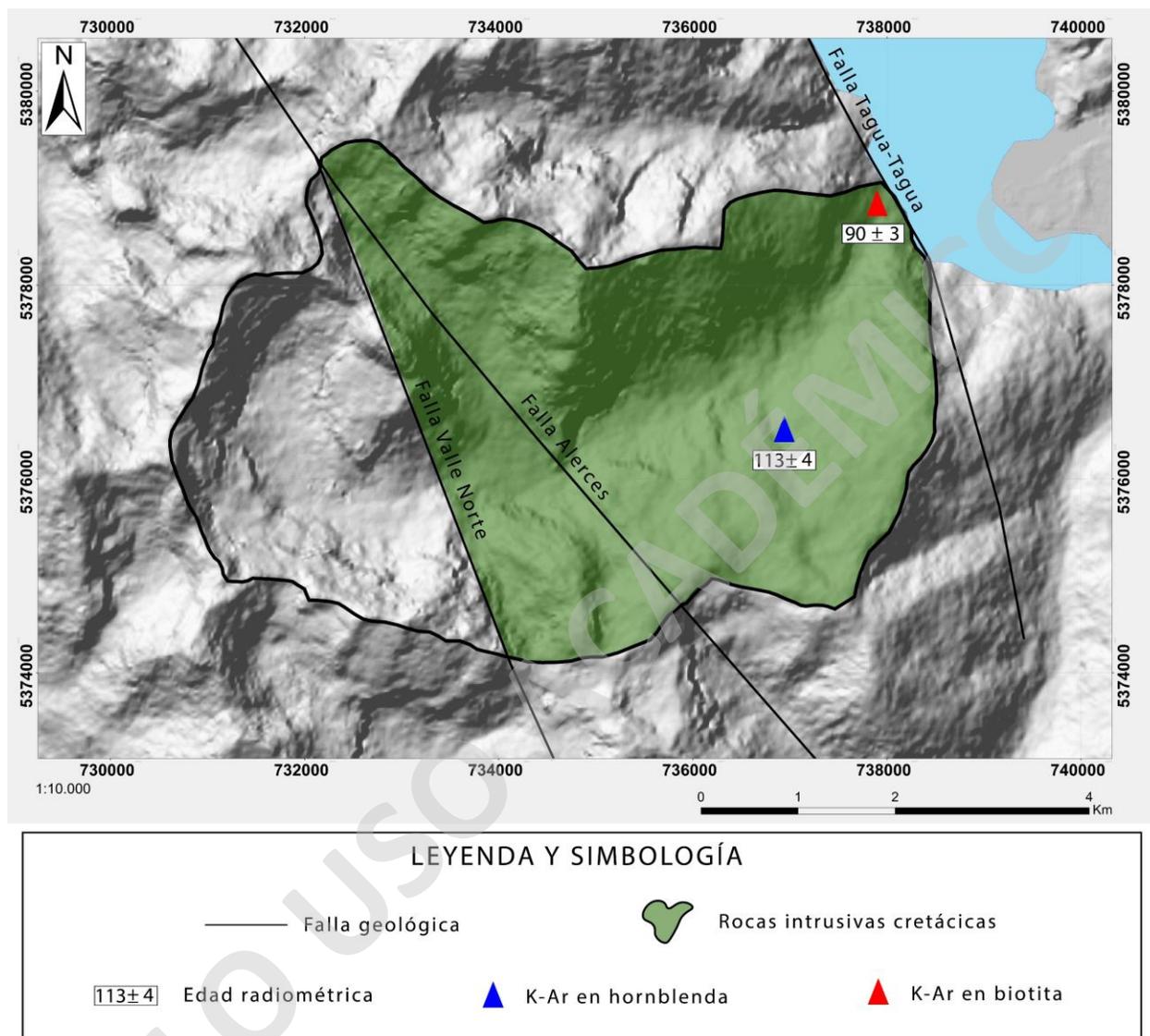


Figura 52: Dataciones de rocas intrusivas en el Parque Tagua-Tagua recopiladas por Carrasco (1995).

En la Figura 53 se muestra el patrón de enfriamiento típico para aquellos plutones de edad cretácica que forman parte del BNP, en donde se observa un enfriamiento relativamente lento que se acelera hacia el Mioceno. Según lo anterior, y por sobre todo, según las evidencias reconocidas en este trabajo, explicadas en los párrafos siguientes, es posible inferir que los plutones tuvieron 3 fases de enfriamiento.

La primera fase de enfriamiento habría tenido lugar durante el Cretácico y sería la responsable de la cristalización y acumulación de plagioclasas y hornblendas euhedrales de grano medio

observadas en los cortes transparentes, lo que sugiere que dicho enfriamiento habría ocurrido a tasas bajas que permitiesen el descenso gravitacional de los minerales mencionados. La segunda fase se habría desarrollado entre el Cretácico y el Mioceno, en donde habrían cristalizado plagioclasas subhedrales de grano fino a tasas relativamente mayores que la de la primera fase. Finalmente, en el Mioceno habría ocurrido una última fase de enfriamiento post-magmático asociada a la actividad de la ZFLO, la que según los datos de *fission-track* de Adriasola *et al.* (2005) habría ocurrido a tasas de  $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  (cuatro veces más rápido que la tasa de enfriamiento entre el Cretácico y el Mioceno) como respuesta a una rápida exhumación del cuerpo plutónico. No obstante, esta fase no se expresó en términos mineralógicos, debido a que el plutón se encontraba totalmente cristalizado y a una temperatura inferior a la temperatura de cierre en términos geoquímicos.

También en la Figura 53 se observa un segundo patrón de enfriamiento (A2) del cual se interpreta una mayor tasa de exhumación que para el patrón A1, sin embargo, en el presente estudio no se reconocieron evidencias mineralógicas o texturales de esto, ya que si bien, esto podría estar representado por la presencia de cristales anhedrales y pequeños (<1 mm.) de plagioclasa y hornblenda, esto también podría responder a un enfriamiento acelerado desde el Mioceno.

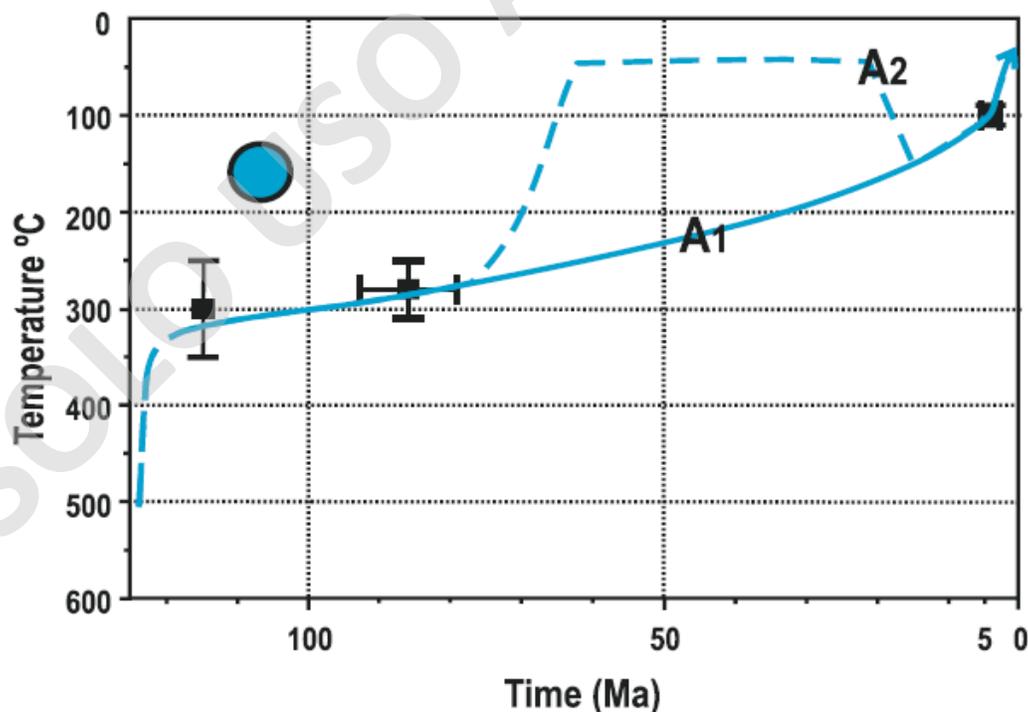


Figura 53: Historias tiempo-temperatura típicas para plutones cretácicos del BNP obtenidas en Adriasola *et al.* (2005)

También es importante considerar que estas rocas cretácicas pertenecen a la serie magmática toleítica, lo que junto con una razón La/Yb menor a la de plutones miocenos (2,61 vs 4,24 respectivamente) podría sugerir que estas se habrían emplazado en un régimen de estrés tectónico extensional existente en el cretácico, o al menos en una corteza más adelgazada en términos relativos que a su vez explicaría el bajo grado de diferenciación magmática que representan los datos geoquímicos de estas rocas cretácicas. No obstante, el proceso de acumulación dentro de la cámara magmática podría también explicar la serie toleítica de esta unidad, dado a que la acumulación de hornblenda y plagioclasa podría haber causado un enriquecimiento de Mg en la roca, y en respuesta a esto, las muestras se ubiquen más cerca del extremo inferior derecho del triángulo AFM. De todas formas, de haber existido régimen extensional, este habría sido localizado, ya que la configuración tectónica durante el Cretácico en el área de estudio estuvo dada por el proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, aunque los sistemas de fallas de rumbo paralelos al margen como la ZFLO comúnmente presentan zonas acotadas de extensión como una respuesta a la deformación de gran escala. Ejemplo de lo anterior son las cuencas de *pull-apart*, en donde se podrían haber acumulado las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias marinas del Jurásico y Cretácico Inferior (mencionadas anteriormente) sobre un basamento metamórfico paleozoico-mesozoico e intruídas posteriormente por plutones toleíticos a través de las estructuras que generaron dicha cuenca.

Dicho lo anterior, no se tiene mayor evidencia de la existencia de una cuenca de este tipo ni de una falla que posea una geometría adecuada para explicarla. En este mismo sentido, este plutón del BNP de edad cretácica podría haber correspondido a los últimos episodios de intrusiones magmática en el cretácico, ya que la inexistencia de rocas intrusivas de edad paleógena se explicaría por un régimen de estrés tectónico extensional que se habría desarrollado durante este periodo entre los 36°S y los 43°S (Muñoz *et al.*, 2000). Según el mismo autor, durante el Paleógeno se habrían acumulado, sobre plutones cretácicos erosionados, rocas volcanosedimentarias marinas que posteriormente, y de forma localizada, habrían sido intruídas por plutones miocenos.

Otro antecedente sobre un régimen tectónico extensional en el Paleógeno es propuesto por Carrasco *et al.* (1991), ya que según este autor al oeste del Fiordo de Reloncaví los plutones miocenos allí aflorantes se habrían emplazado facilitados por una zona de extensión debido al movimiento dextral y a la curvatura (cóncava hacia el noroeste) de la falla, sin embargo, las altas tasas de enfriamiento propuestas por Adriasola *et al.* (2008) para los plutones miocenos sugiere

que estos se emplazaron en un régimen de estrés tectónico compresivo que provocó el alzamiento y consecuente erosión de esto mismos, por lo que estas dos propuestas son irreconciliables. Las texturas observadas en rocas atribuidas al Mioceno, así como el grado de diferenciación evidenciado en su mineralogía y geoquímica sugieren que la propuesta de Adriasola *et al.* (2005) es más acertada que la de Carrasco *et al.* (1991).

### 5.1.2 INTRUSIONES MIOCENAS

Durante el Mioceno, los plutones cretácicos que se encontraban ya cristalizados fueron intruidos por plutones de composiciones tonalíticas, ubicados hoy en día en la zona occidental del Parque Tagua-Tagua (Figura 54). Dichos plutones, habrían intruído aprovechando estructuras

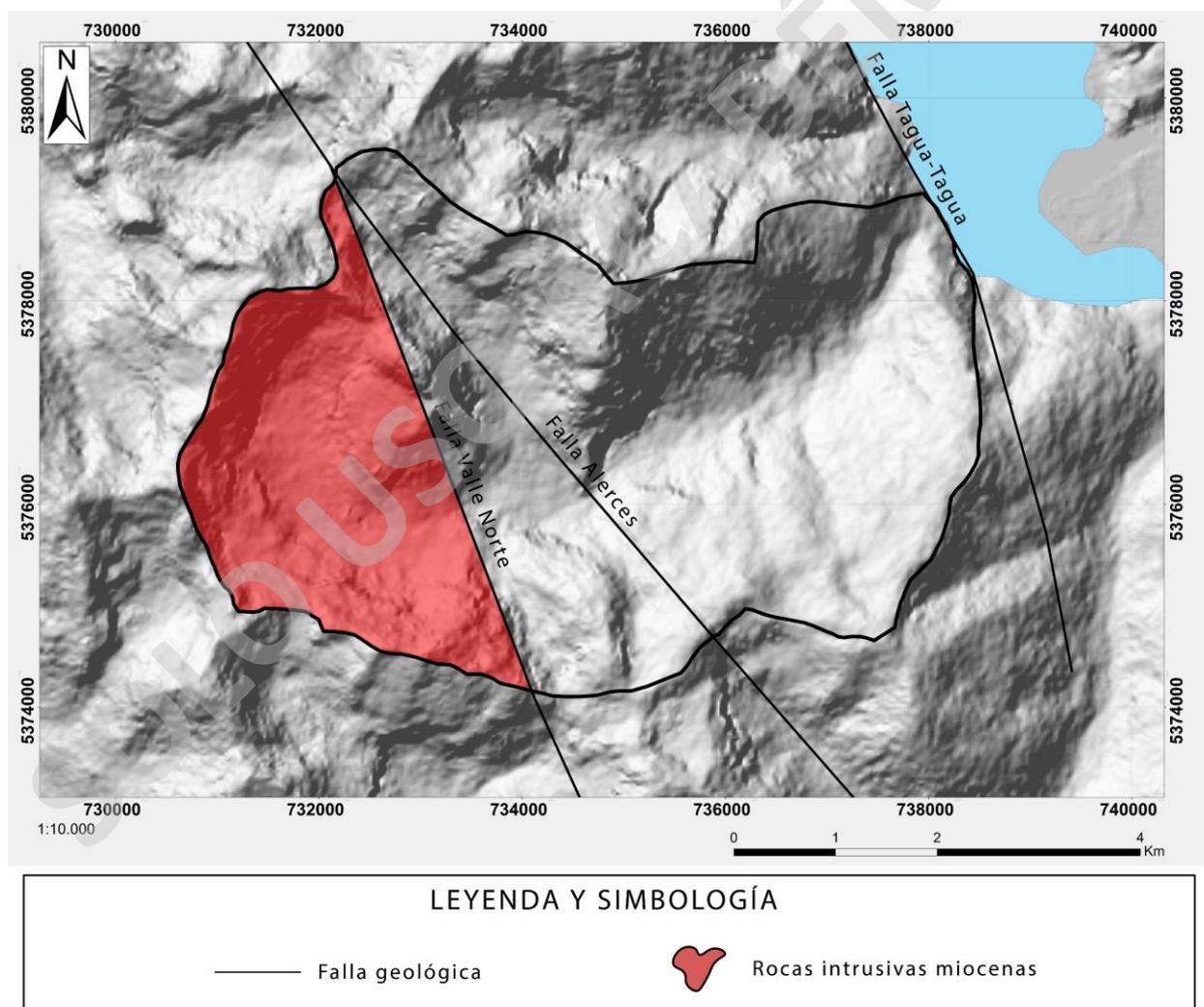


Figura 54: Propuesta de distribución espacial de rocas intrusivas miocenas.

preexistentes y emplazándose de forma syn-tectónica, sugerido por la presencia de: i) tonalitas de biotita milonitizadas con mosaico de cuarzos suturados, ii) enclaves elongados con geometría sinuosa y iii) cuarzos con geometría sigmoidal en zonas cercanas a la falla Valle Norte. La edad miocena propuesta para la intrusión de los plutones mencionados se debe a que Adriasola *et al.* (2005) propone que los plutones miocenos presentan comúnmente evidencias de emplazamiento syn-tectónico, asociado a un régimen de estrés tectónico transpresivo, y que esto a su vez es concordante con tasas de enfriamiento que superan los  $50^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  (Figura 52) y profundidades de emplazamiento menores a 5 km. Además, como ya se mencionó, Carrasco *et al.* (1991) postula que aquellos plutones miocenos presentan evidencias de deformación dúctil debido a que estos aún no se encontraban totalmente fríos durante el periodo de máxima actividad de la ZFLO, a diferencia

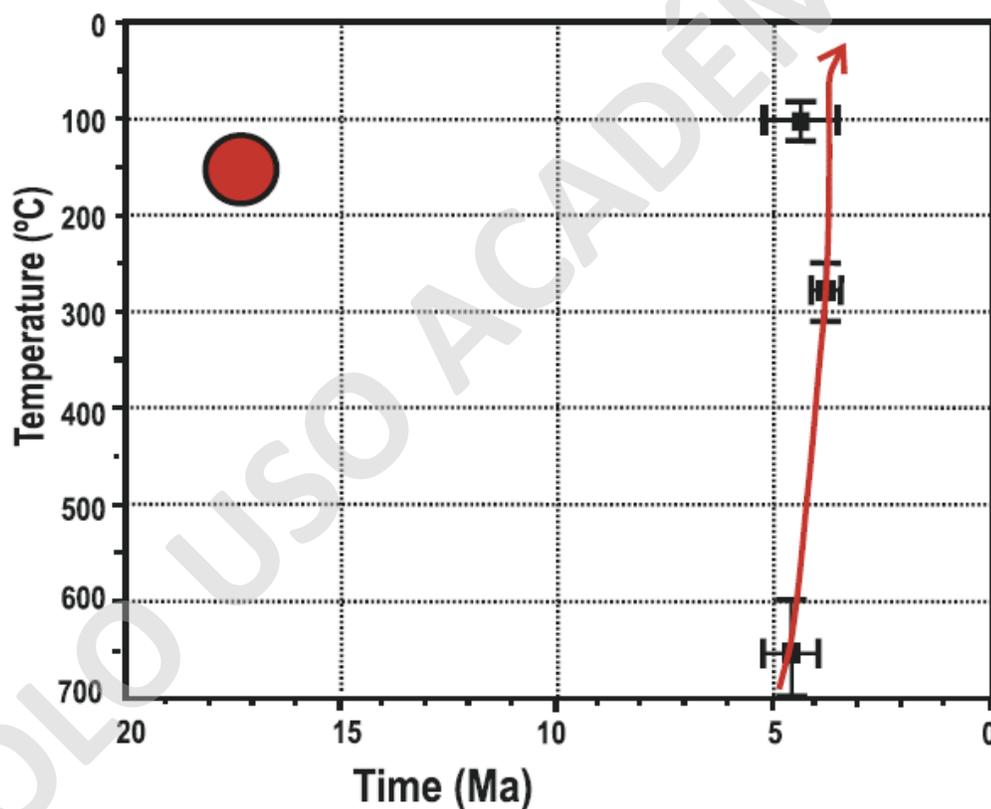


Figura 55: Historia tiempo-temperatura típica para plutones miocenos del BNP obtenidas en Adriasola *et al.* (2005).

de los plutones cretácicos que se encontraban cristalizados casi en su totalidad, no permitiendo así la deformación sub-solidus de estos mismos.

Las altas tasas de enfriamiento en el Mioceno (Figura 55) se correlacionarían con un alzamiento generalizado asociado a actividad tectónica transpresiva de la ZFLO teniendo como consecuencia una rápida erosión del arco magmático (Adriasola *et al.*, 2005).

Según Parada *et al.* (1987) estos plutones se habrían emplazado a profundidades de 6-7 km, comenzando su alzamiento hace 16 a 12 Ma atrás a tasas de alzamiento que van desde los 0,4 km/Ma hasta los 0,6 km/Ma. Además, propone que dicho emplazamiento está asociado a estructuras tensionales NE en *echelon*, las que se habrían originado como respuesta al movimiento dextral de la traza principal (NNE) de la ZFLO. No obstante, según las observaciones realizadas en el presente trabajo, el área de estudio y sus alrededores presentan estructuras y lineamientos NW asociados espacialmente a los cuerpos intrusivos descritos en este trabajo. También, como contra punto se tiene que las grandes tasas de alzamiento deberían asociarse a estructuras compresivas o transpresivas, por lo que la propuesta de Parada *et al.* (1987) sería contradictoria en este contexto. Los datos geoquímicos arrojan que las rocas miocenas pertenecen a la serie calco-alcalina, con una razón La/Yb mayor a la de plutones cretácicos (4,24 vs 2,61 respectivamente). Si bien, lo anterior no permite afirmar con certeza que estas rocas se emplazaron en un régimen tectónico compresivo, si sugiere la existencia de una corteza relativamente más engrosada durante el emplazamiento de estos cuerpos intrusivos en comparación a los plutones cretácicos.

Por otra parte, de forma previa al emplazamiento de plutones miocenos, o bien de forma sincrónica, estos se habrían mezclado con magmas geoquímicamente distintos, evidenciado por la presencia, tanto de enclaves microgranulares máficos como de diques félsicos parcialmente asimilados. Los enclaves observados en tonalitas de biotita, así como estas últimas podrían ser el resultado de un magma de origen común, en donde las tonalitas que hospedan a los enclaves se habrían originado a partir de un fundido extraído desde un magma más básico, que correspondería al que dio origen a los enclaves, dado que el patrón de tierras raras muestra que los enclaves están enriquecidos en Eu en la misma proporción que las tonalitas están empobrecidas en dicho elemento.

### **5.1.3 INTRUSIÓN DE DIQUES**

De forma similar al origen de los enclaves se podría explicar la presencia de diques félsicos parcialmente asimilados, los que serían el resultado de un fundido tardi-magmático mucho más evolucionado que se habría exsuelto desde la masa cristalina que culminó en las tonalitas de biotita. La geometría de estos diques, su relación de corte con los enclaves y sus contactos difusos con la roca huésped sugieren que habrían intruido con una temperatura similar a la de la roca de caja, y además de forma posterior a la incorporación de los enclaves microgranulares en el magma tonalítico.

Posteriormente, ya con los plutones miocenos en sus últimas fases de cristalización, es decir, durante los últimos 4 Ma (Adriasola *et al.*, 2008) diques máficos semi-sinuosos intruyeron a tonalitas con enclaves, los que a su vez fueron intruidos por diques félsicos tabulares de contactos netos. Probablemente, asociado a estos últimos, mediante la exsolución de fluidos hidrotermales se originaron vetillas de cuarzo que cortan a los diques máficos antes mencionados y por supuesto a las rocas más antiguas.

La mayor densidad de diques máficos en las cercanías de las fallas Valle Norte y Alerces podría indicar que estas funcionaron como canales de ascenso magmático, considerando además que estas podrían tener más de 10 km. de profundidad sugerido por la presencia de milonitas asociadas a estas estructuras.

#### **5.1.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

En lo que respecta a las fallas geológicas presentes en el Parque Tagua-Tagua (Figura 56), estas habrían tenido su mayor actividad durante el Mioceno-Plioceno, ya que en el presente estudio se reconocieron evidencias de deformación sub-solidus en rocas de dicha edad. Además, se propone que estas estructuras poseen estrecha relación con la ZFLO, en el sentido de que pudieron corresponder a estructuras de compresión ortogonales a un sigma uno (WSW-ENE) responsable del movimiento dextral de la traza principal de la ZFLO, o bien a estructuras secundarias que responden a un sistema de Riedel (Riedel, 1929) característico en fallas de rumbo como la ZFLO. Otra explicación que no es posible de descartar es que estas estructuras de rumbo NW correspondan a estructuras heredadas, es decir, preexistentes al origen de la ZFLO.

En particular, la Falla Valle Norte, que corresponde a una falla inversa de rumbo NW y vergencia NE habría alzado la parte occidental del Parque Tagua-Tagua en esta misma dirección durante el Mioceno, provocando un cabalgamiento sobre la zona oriental de este último. La cuantificación de dicho alzamiento no se puede determinar con precisión, sin embargo, geomorfologías como escarpes o caídas de agua, al ser interpretadas como un escarpe de falla son una aproximación que permite establecer que el desplazamiento a lo menos habría sido de 30 metros en el eje vertical, y además, según los esfuerzos obtenidos a partir de las orientaciones de los enclaves ubicados en las cercanías de esta falla también pudo ocurrir un movimiento dextral de magnitud desconocida, por lo que correspondería a una falla transcurrente. También, debido a la coincidencia espacial de esta estructura con tonalitas milonitizadas se puede asumir que la profundidad de esta estructura supera

los 10 km, ya que el proceso de milonitización no ocurre a profundidades menores a esta (Ordoñez, 2000) y a su vez, esto también es un argumento que apoya la hipótesis de que los plutones miocenos estuvieron expuestos a altas tasas de exhumación.

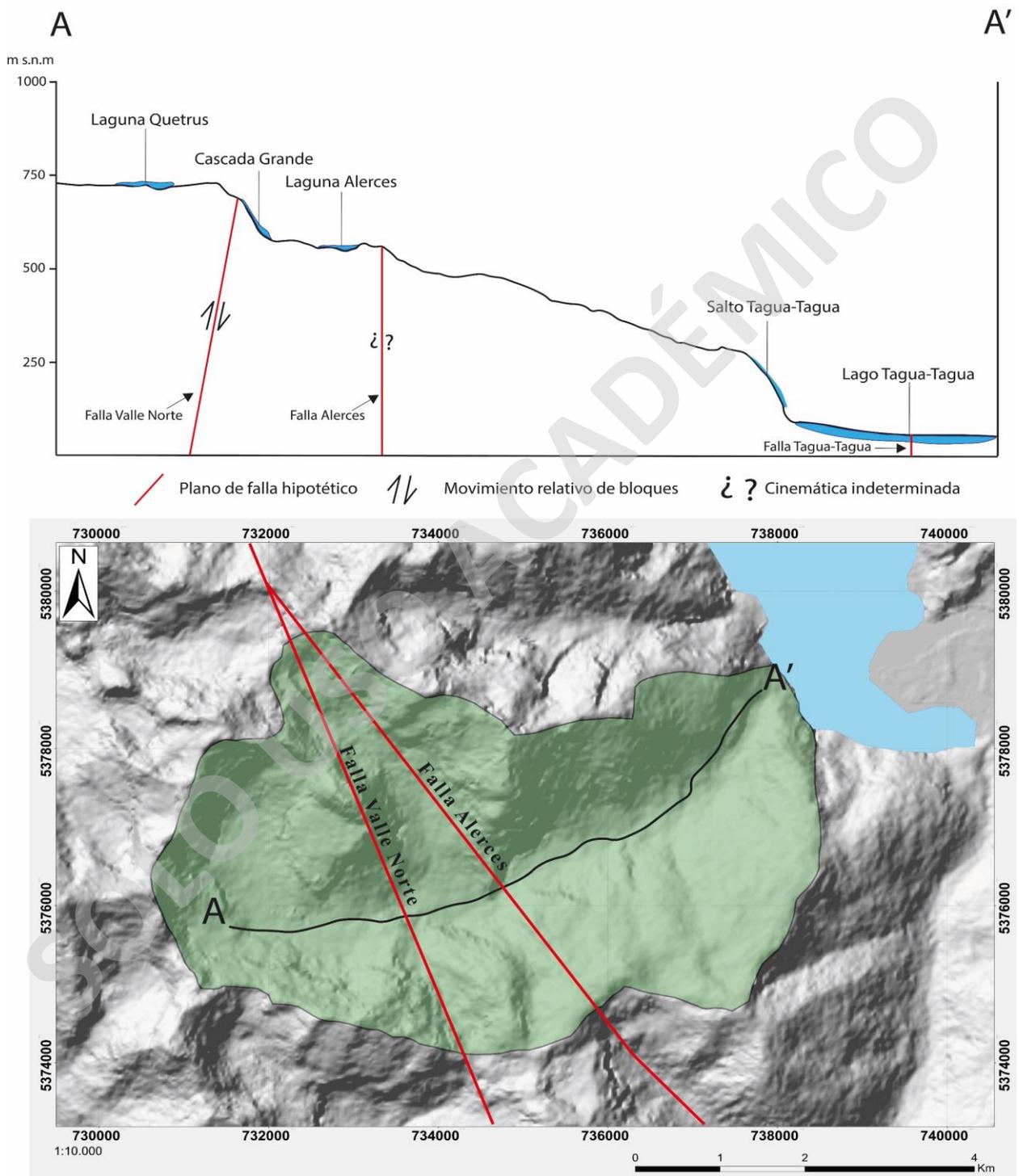


Figura 56: Esquema en perfil de fallas y topografía del Parque Tagua-Tagua

En cuanto a la falla Tagua-Tagua, esta atraviesa de forma longitudinal al lago homónimo con orientación NW-SE y podría tener relación con la presencia de este último, ya que la depresión topográfica que contiene las aguas del lago se habría originado como una consecuencia de la erosión diferencial de rocas meteorizadas producto de la actividad tectónica de esta falla (Thiele *et al.*, 1986). Sin perjuicio de la inferencia anterior, el Lago Tagua-Tagua también podría deberse a la presencia de fallas en sus bordes suroeste y noreste, en donde se observaron múltiples facetas triangulares (Figura 57).

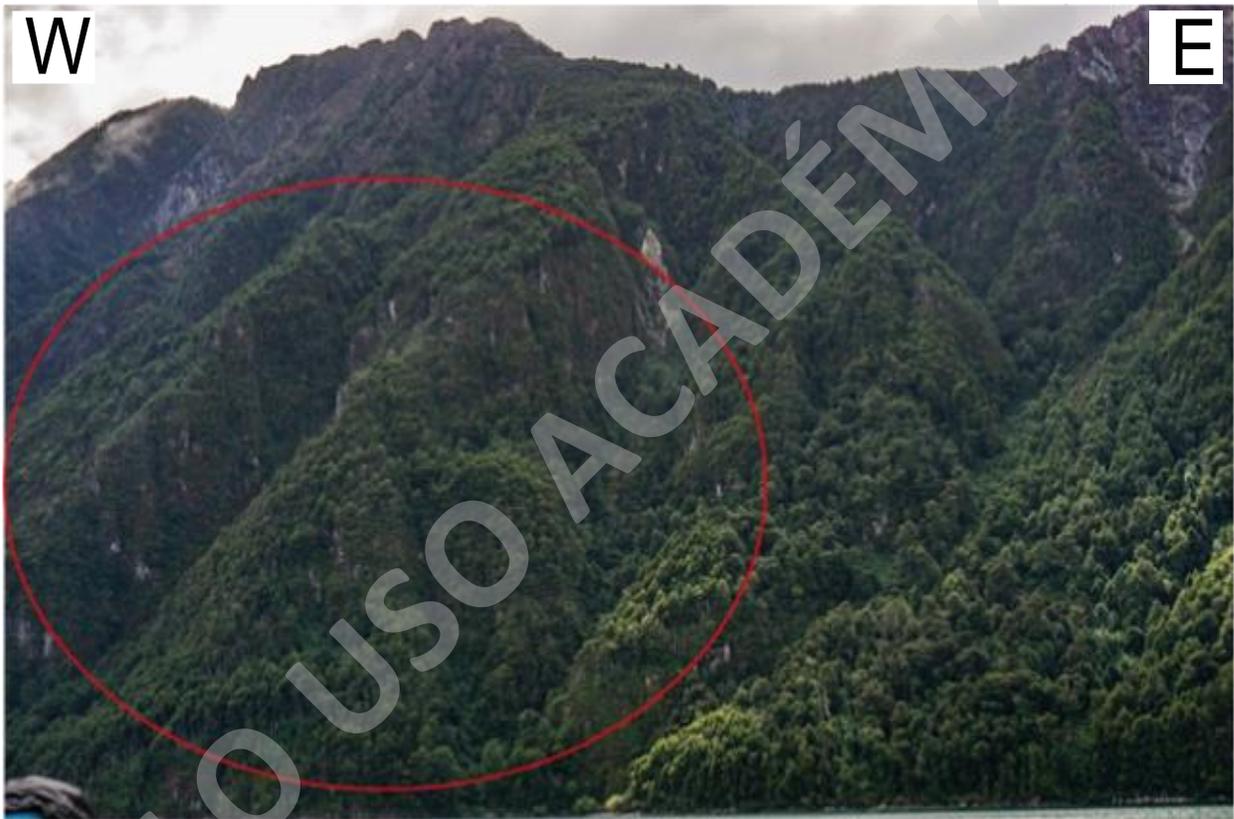


Figura 57: Facetas triangulares en el borde nororiental del Lago Tagua-Tagua.

La cinemática de esta posible estructura es desconocida, así como también lo es su edad, no obstante, es posible asumir que tuvo actividad tectónica coetánea con las otras dos fallas presentes en el parque debido a que estas son paralelas entre sí y podrían activarse ante una misma dirección de esfuerzos tectónicos. Referente a la actividad de estas fallas, las facetas triangulares mostradas en la Figura 57 son una evidencia geomorfológica de que la falla Tagua-Tagua tuvo actividad reciente. Sumado a las evidencias geomorfológicas de actividad reciente de la falla Tagua-Tagua, se tiene registro reciente, más específicamente del mes de julio del 2020, de un sismo cuyo

hipocentro podría haberse ubicado en esta estructura, o más bien, en la proyección de esta estructura hacia el noroeste, en las cercanías del volcán Calbuco (Figura 58). La ocurrencia de este sismo y su medición instrumental es una evidencia aún más clara de que esta estructura, y probablemente todas aquellas de orientación NW como las ubicadas en el Parque Tagua-Tagua, estarían activas a pesar de que su origen podría ser aún más antiguo que la ZFLO. Es importante aclarar, que, aunque el epicentro del sismo se ubicó en las cercanías del volcán Calbuco, el Centro Sismológico Nacional descartó que se tratase de un sismo volcánico, y además, su profundidad hipocentral fue de 35,7 kilómetros, lo que permite clasificarlo como un sismo cortical e interpretar que se originó asociado a la falla Tagua-Tagua.

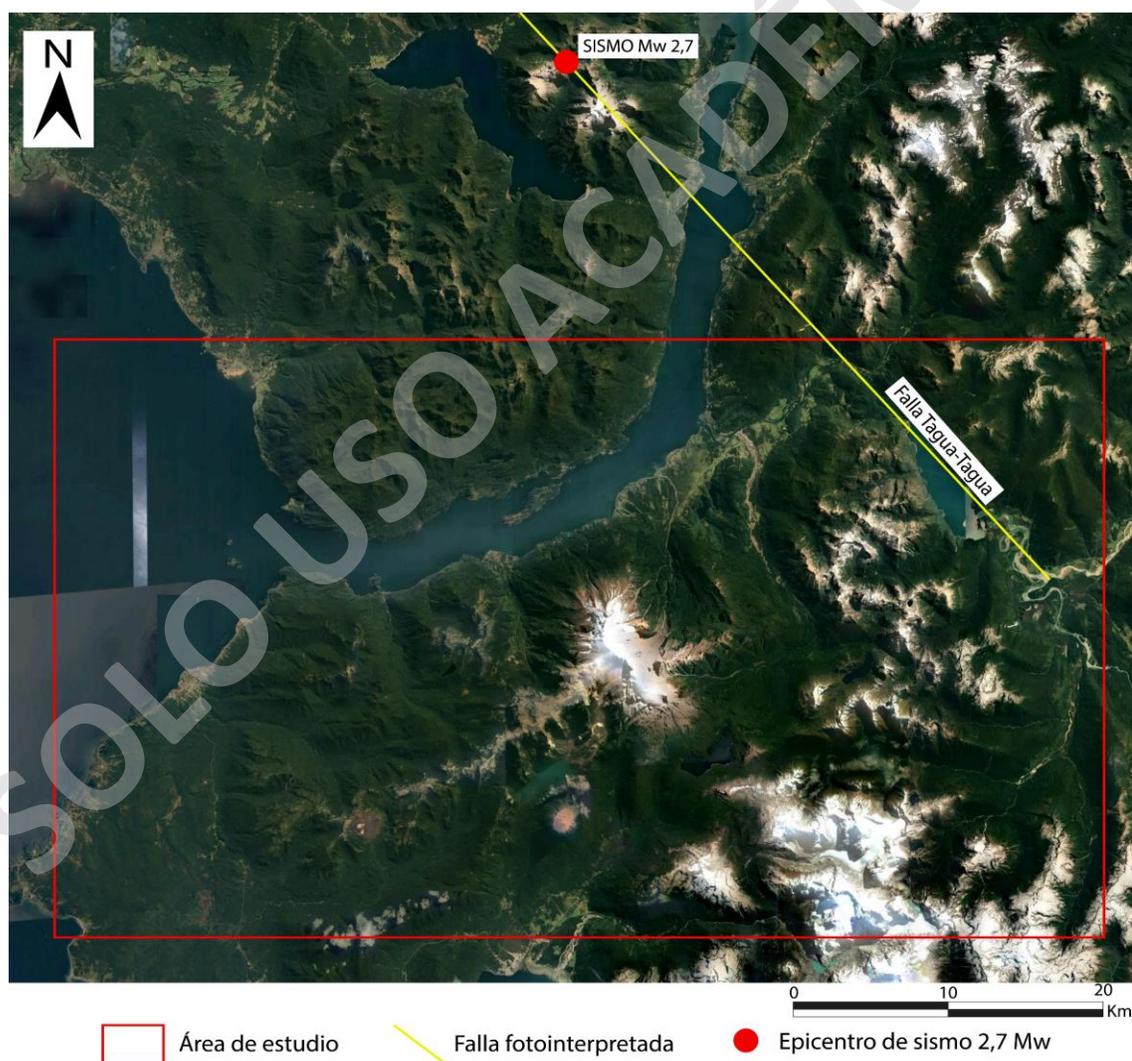


Figura 58: Epicentro de sismo 2,7 de julio del 2020 y su relación espacial con la proyección hacia el NW de la Falla Tagua-Tagua.

La Falla Alerces fue fotointerpretada en base a cambios abruptos en la topografía y lineamientos observados en imágenes satelitales, por lo que no se tienen datos estructurales que permitan determinar su cinemática, sin embargo, dado la dirección de sigma 1 (NNW-SSE) obtenida a través de la elongación de los enclaves debería poseer una cinemática dextral, desconociéndose aún su cinemática en el eje vertical.

Luego, asociadas a la Falla Valle Norte y a la Falla Alerces estructuras de menor escala generaron desplazamientos centimétricos en diques y vetillas como muestra la Figura 59.

Otra de las discusiones que surgen a partir de la orientación (NW-SE) de las fallas del Parque Tagua-Tagua y del lago homónimo es que autores como Piquer *et al.* (en Cabello, 2019) postulan que estas estructuras oblicuas al arco podrían haberse originado previo a la existencia de la ZFLO como estructuras heredadas, y según estos mismos autores estas tendrían grandes profundidades, incluso constituyendo un conducto entre el manto y la superficie según estudios petrológicos y geoquímicos de centros de emisión monogenéticos, así como también de estratovolcanes que se alienan en estas fallas (Cembrano & Lara, 2009). Ejemplo de lo anterior es la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín que se ubica sobre “...una estructura antigua profundamente asentada...” de rumbo WNW, orientación incompatible respecto a la actual cinemática dextral transpresiva (Cembrano & Lara, 2009).

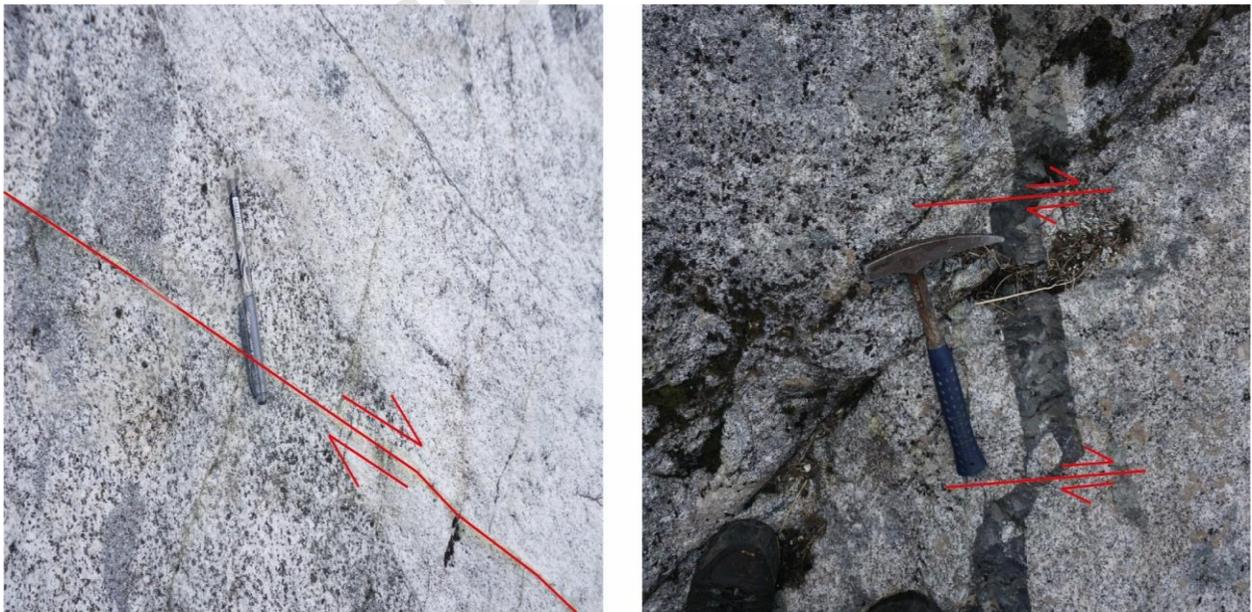


Figura 59: Desplazamientos centimétricos en diques provocados por fallas de menor escala.

### 5.1.5 EVOLUCIÓN CUATERNARIA

Posterior al origen de las unidades intrusivas definidas, más bien desde el Pleistoceno tardío, el volcanismo de la zona tuvo lugar al este del área de estudio (Stern, 1989). Luego, durante la Glaciación Llanquihue, la cual se desarrolló entre los 43.000 y los 10.000 años antes del presente (Porter, 1981), las rocas que hoy son posibles observar en el Parque Tagua-Tagua, y que en este periodo de tiempo ya se encontraban totalmente cristalizadas fueron cubiertas por cuerpos de hielo, formados a partir de la acumulación nival en zonas ubicadas aproximadamente sobre la cota 700 m (s.n.m), como, por ejemplo, el Lago Quetrus y la parte alta de Valle Norte. En los comienzos de este proceso de glaciación, el balance positivo entre acumulación nival y ablación, como producto de la disminución de la temperatura promedio terrestre y las sostenidas e intensas lluvias provocaron la transformación desde nieve a hielo glaciar, por consiguiente, la presión glaciostática y el avance de masas de hielo aguas abajo generó abrasión en las rocas intrusivas del parque,

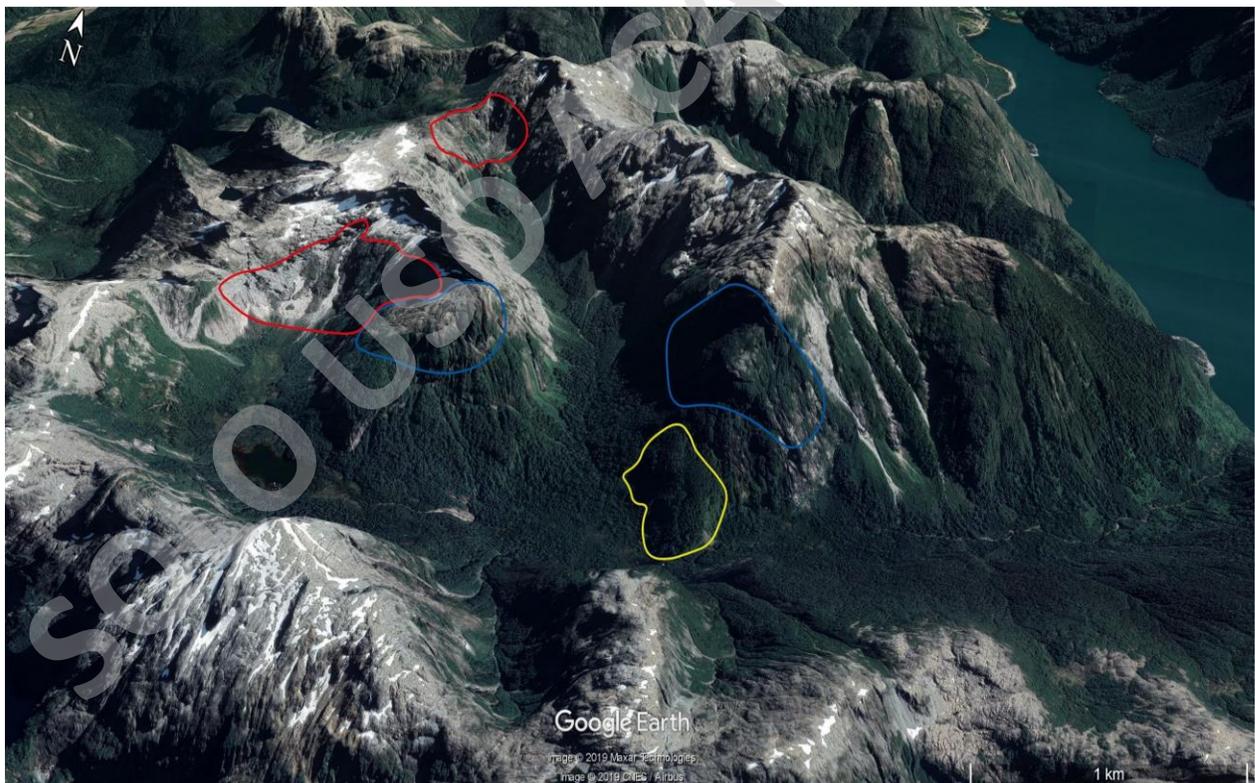


Figura 60: Geomorfologías glaciales del Parque Tagua-Tagua.

modificando así su geomorfología y resultando en rocas aborregadas, estrías y circos glaciales (Figura 60).

Además de las geoformas resultantes mencionadas en el párrafo anterior, debido a la erosión causada por el avance aguas abajo de las masas glaciales (Figura 62), los valles preexistentes resultaron en valles en “U” (Figura 61), debido a la similitud del perfil topográfico transversal de estos valles con dicha letra.



*Figura 61: Forma de "U" del Valle Norte. Fotografía capturada en la zona alta del valle hacia el sur.*

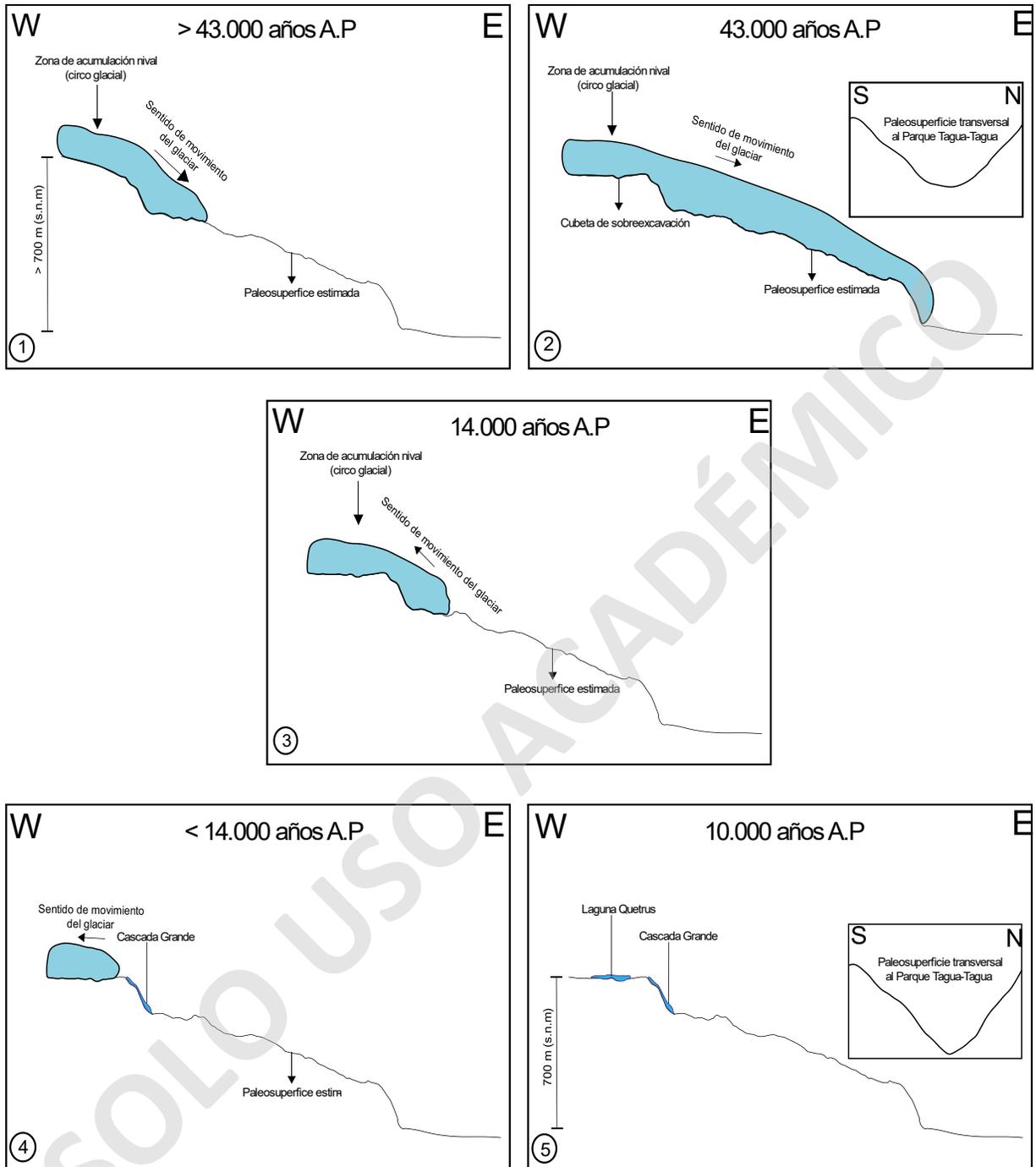
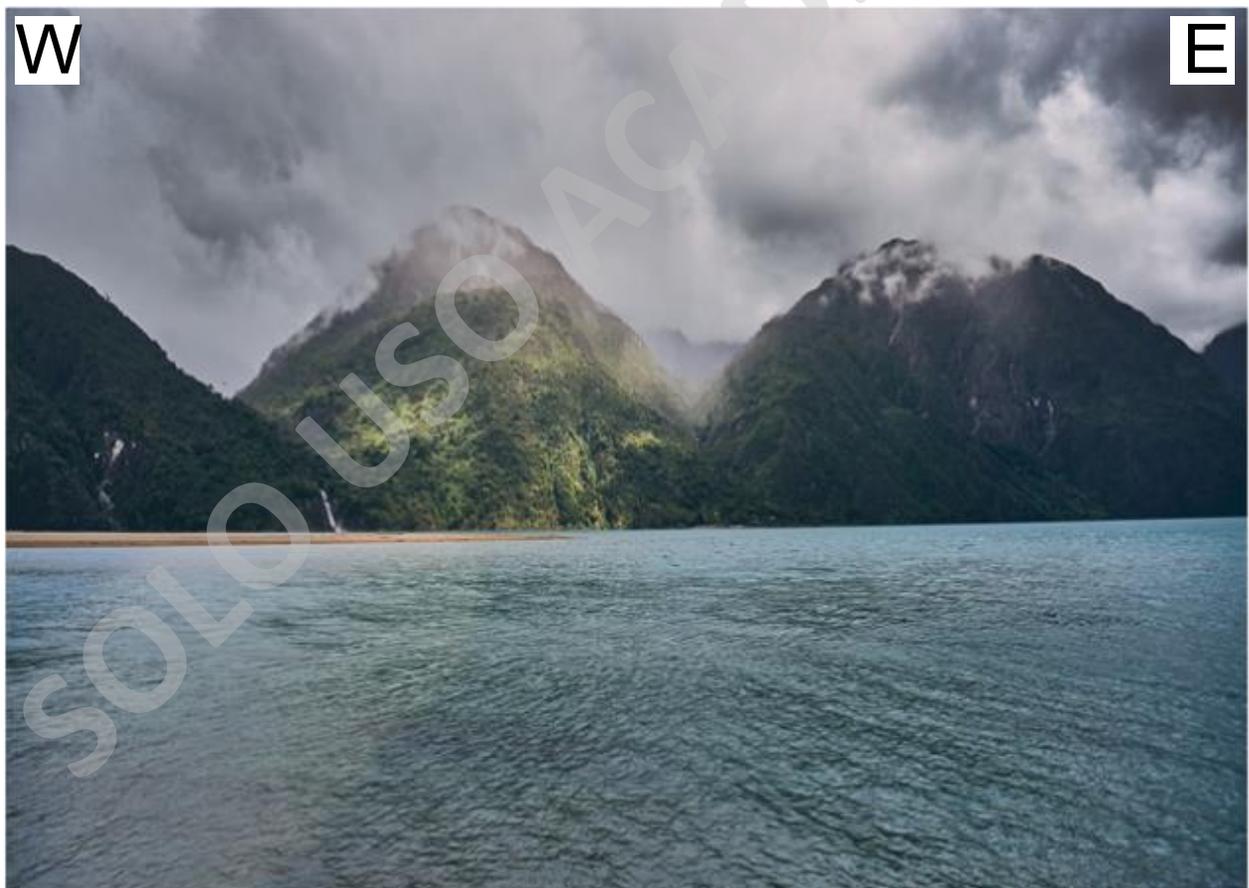


Figura 62: Etapas de evolución glacial y post-glacial. 1) Acumulación nival en zonas de mayor altitud y avance del glaciar aguas abajo; 2) Generación de circo glacial; 3) Retroceso glacial aguas arriba; 4) Mayor retroceso glacial y origen de la Cascada Grande; 5) Origen de lago proglacial (Laguna Quetrus) y profundización del valle.

Durante el retroceso glacial, hace aproximadamente 14.000 años (Porter, 1981) se habrían desarrollado sistemas fluvio-glaciales que iniciaron una mayor incisión en los valles glaciales. Lo anterior pudo también estar influenciado por movimientos tectónicos que generasen un cambio en el nivel base de los cursos fluviales, por ejemplo, un alzamiento del terreno al suroeste del Lago Tagua-Tagua o bien una subsidencia de este último con respecto al terreno circundante. Evidencias de lo anterior se reconocieron, tanto en el borde suroeste como en el noreste del lago, en donde convergen valles colgados que descargan sus aguas a través de grandes cascadas (Figura 63). Si bien, los valles colgados al suroeste y al noreste del lago podrían ser una consecuencia también de que masas glaciales menores convergieran en una de mayor magnitud ubicada en donde hoy se encuentra el Lago Tagua-Tagua, las facetas triangulares presentes en las riberas de este último indicarían que la actividad tectónica tuvo un rol significativo en la presencia de valles colgados, aunque no se descarta una influencia glacial en aquello.



*Figura 63: Valles colgados en el borde noreste del Lago Tagua-Tagua*

Posteriormente, favorecido por un sistema fluvial y la exposición de la superficie a la atmósfera luego del retroceso glacial se habría desarrollado la vegetación que hoy se observa en el parque, la cual, según dataciones realizadas por el centro HEMERA de la Universidad Mayor poseen una edad aproximada de 500 años en el caso de los alerces, y en el caso particular de los alerces de la Laguna Alerces (Figura 64), estos poseen una edad de muerte que data entre 1850 y 1870 según datos dendrocronológicos, por lo que si la Laguna Alerces demoró aproximadamente 10 años en causar la muerte (debido a la captura de oxígeno del suelo) de estos árboles, esta poseería una edad que va desde los años 1840 a 1860 aproximadamente.



*Figura 64: Troncos de alerces muertos en medio de la Laguna Alerces.*

En el contexto anterior, es posible que la Laguna Alerces se haya originado debido al represamiento de los cursos de agua provenientes desde la zona alta del valle, ya que se reconocieron depósitos de remoción en masa inmediatamente aguas abajo de la laguna (Figura 65), en la ladera sur del valle, sumado a la presencia de un afloramiento rocoso en la ladera norte de este mismo.

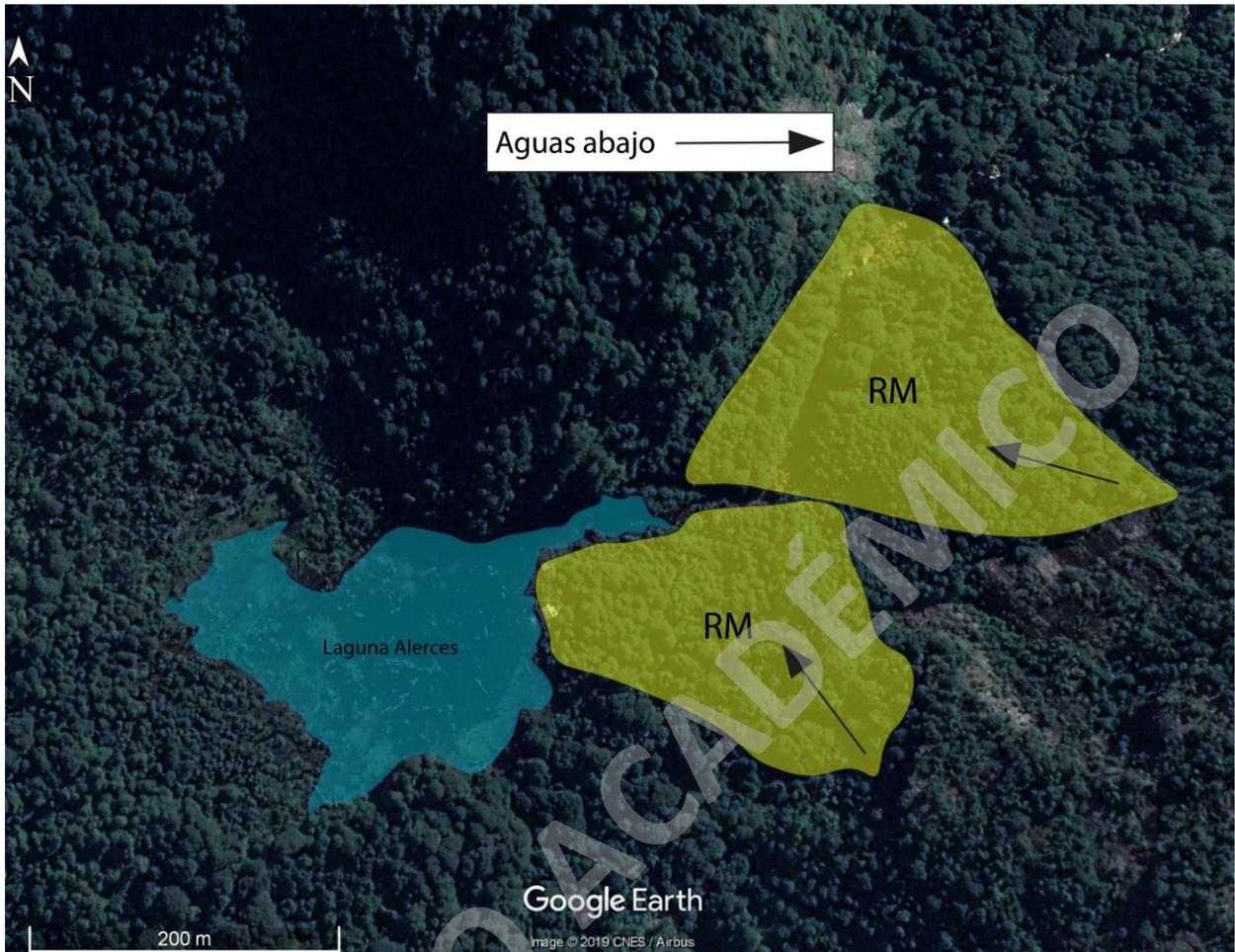


Figura 65: Depósitos de remociones en masa aguas abajo de la Laguna Alerces.

## 5.2 RELACIÓN BNP-ZFLO

Con respecto a los antecedentes que podrían aportar la evolución geológica del Parque Tagua-Tagua a la discusión sobre la relación que existe entre la ZFLO y el BNP, se puede afirmar que al igual que en otras múltiples zonas del sur de Chile cercanas a la ZFLO se reconoció deformación sub-solidus en plutones que se presumen que son de edad miocena, esto último debido a similitudes litológicas, texturales y geoquímicas con rocas de aquella edad descritas en la literatura (Carrasco *et al.*, 1991). Lo anterior, permite reafirmar la idea expuesta en diversos estudios de que la máxima actividad tectónica de la ZFLO tuvo lugar en dicho periodo de tiempo y que los plutones miocenos del BNP se emplazaron probablemente de forma syn-tectónica.

Por otro lado, la idea expuesta en la literatura (Muñoz *et al.*, 2000) de que durante el paleógeno predominó un régimen de stress tectónico extensional, dominado por el desarrollo de volcanismo y cuencas volcano-sedimentarias podría ser una consecuencia del desarrollo de zonas extensionales

en la ZFLO, por lo que, en este sentido, la ausencia de rocas intrusivas de edad paleógena también tendría relación con la ZFLO, y se debería a que estas ven favorecido su emplazamiento y exhumación en regímenes tectónicos compresivos. Las texturas microscópicas y la geoquímica de rocas cretácicas sugieren que estos plutones se emplazaron en una corteza más adelgazada en términos relativos con respecto a aquellos plutones más jóvenes, y esto también podría haber estado influenciado por estructuras de la ZFLO. Además de lo anterior, se podría afirmar que las rocas intrusivas cretácicas reconocidas en el presente trabajo corresponderían a las últimas expresiones del magmatismo intrusivo previo a un periodo dominado por volcanismo, es decir, se habrían emplazado en una etapa de transición entre un régimen tectónico compresivo y uno extensional.

## **5.3 SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA**

### **5.3.1 CLASIFICACIÓN DEL SUELO**

Como se mencionó en el ápice de metodologías, los valores de PGA producto de sismos corticales fueron predichos a través de la ley de atenuación propuesta por Ambraseys & Douglas (2003), en la cual se incorporó el efecto de sitio mediante una relación entre la densidad del suelo y la pendiente del terreno, asumiendo que las zonas de baja pendiente corresponden a depósitos no consolidados de baja densidad, y que las zonas de alta pendiente corresponden a afloramientos de rocas intrusivas o a lavas de alta densidad. Según lo anterior, las zonas con pendientes menores a  $10^\circ$  se clasificaron como suelo suave, aquellas zonas con pendientes entre  $10^\circ$  y  $25^\circ$  se clasificaron como suelo rígido y aquellas zonas con pendientes mayores a  $25^\circ$  se clasificaron como roca. Los rangos de pendientes definidos para cada tipo de suelo se escogieron asegurándose de que aquellos rangos representen la realidad observada en el trabajo de campo, es decir, que las zonas con pendientes menor a  $10^\circ$  correspondan a depósitos y no a afloramientos rocosos, lo mismo en el caso opuesto.

En base a la idea anterior, si bien, los rangos de pendiente fueron definidos de la forma explicada, a continuación, se tiene un análisis de sensibilidad de dichos rangos, en donde se observan gráficamente las variación espacial de la susceptibilidad (Figura 67) conforme varían los rangos de pendiente con los que se clasifica el suelo (Figura 66), para así discutir sobre el grado de influencia del efecto de sitio en la susceptibilidad sísmica desde el punto de vista de la distribución espacial de las zonas de baja, media y alta susceptibilidad.

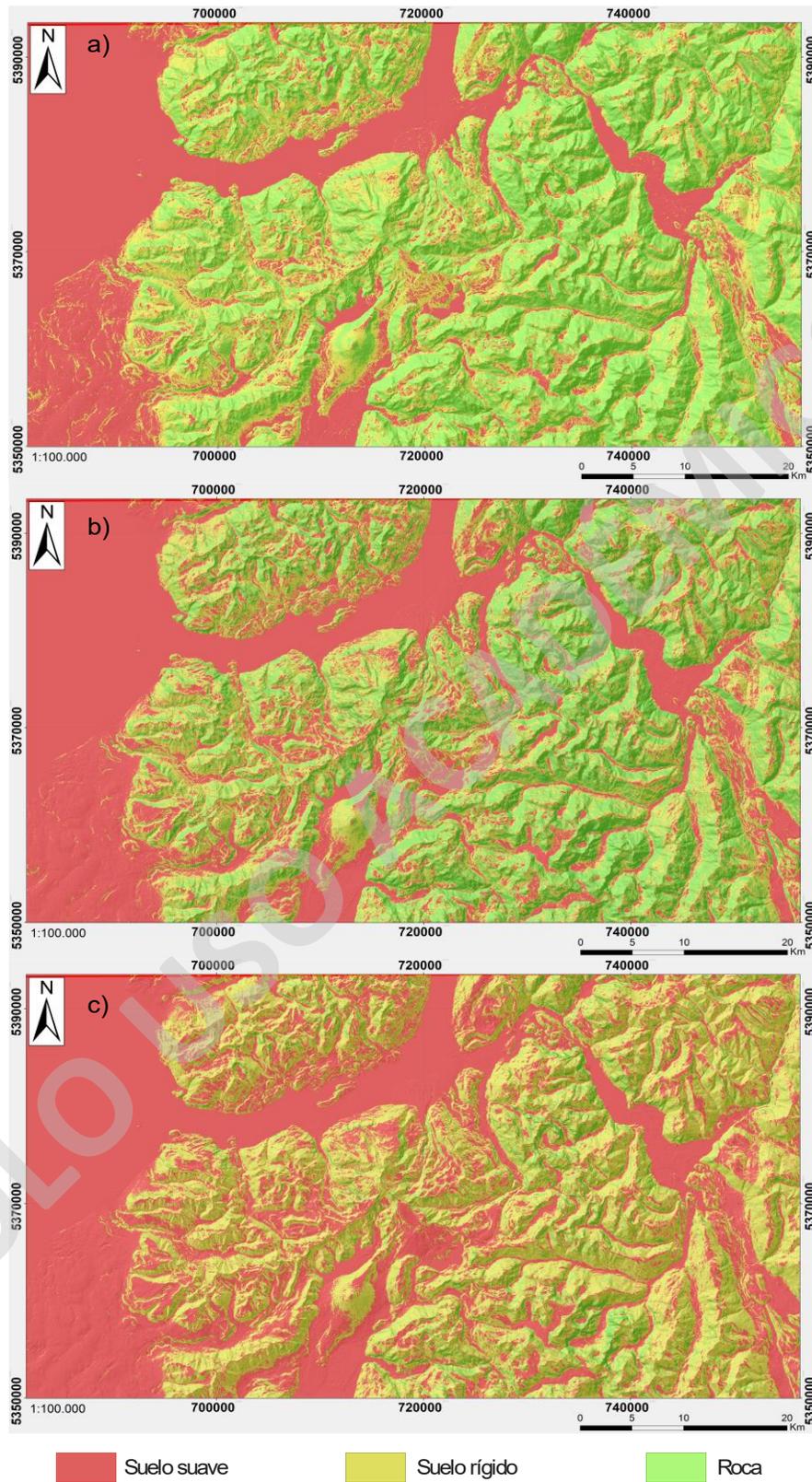


Figura 66: Comparación de la distribución espacial de los tipos de suelo asignados según distintos rangos de pendiente. a) Suelo suave =  $<10^\circ$ ; Suelo rígido =  $10^\circ-25^\circ$ ; Roca =  $>25^\circ$ . b) Suelo suave =  $<15^\circ$ ; Suelo rígido =  $15^\circ-30^\circ$ ; Roca =  $>30^\circ$ . c) Suelo suave =  $<20^\circ$ ; Suelo rígido =  $20^\circ-45^\circ$ ; Roca =  $>45^\circ$ .

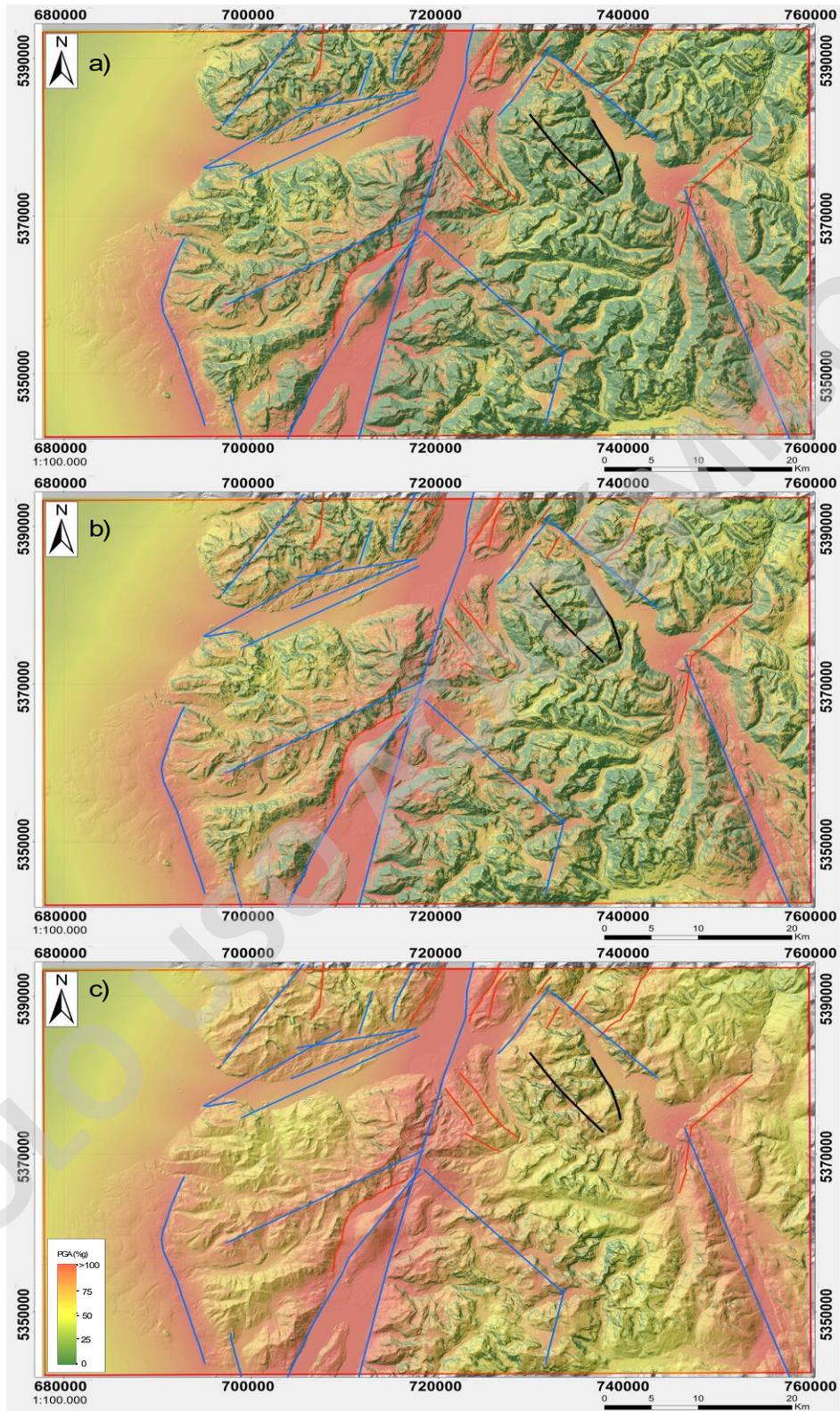


Figura 67: Comparación de la distribución espacial de los valores de PGA en el área de estudio según las pendientes utilizadas en la clasificación de suelo. a) Suelo suave =  $<10^\circ$ ; Suelo rígido =  $10^\circ-25^\circ$ ; Roca =  $>25^\circ$ . b) Suelo suave =  $<15^\circ$ ; Suelo rígido =  $15^\circ-30^\circ$ ; Roca =  $>30^\circ$ . c) Suelo suave =  $<20^\circ$ ; Suelo rígido =  $20^\circ-45^\circ$ ; Roca =  $>45^\circ$ .

Se observa en la Figura 66 que desde a) hasta c) progresivamente disminuye la cantidad de áreas atribuidas a “roca” conforme las zonas de “suelo suave” y “suelo rígido” ocupan un área mayor. Lo mismo se obtiene a partir del gráfico de la Figura 68, en donde se compara la distribución porcentual de los distintos tipos de suelo al ser estos asignados a distintos rangos de pendientes. Lo más destacable a simple vista es que, a medida que se amplía el rango de pendientes para suelos suaves y suelos rígidos estos adquieren una mayor extensión areal, disminuyendo la del suelo clasificado como “roca”, por lo que es esperable que exista una mayor área en donde se amplifiquen las ondas sísmicas, y, por lo tanto, que aumente, en promedio, el grado cualitativo de susceptibilidad sísmica.

Lo anterior se expresa espacialmente en la Figura 63 y en términos numéricos en el gráfico de la Figura 64, en donde se muestran los valores de PGA obtenidos con las clasificaciones de suelo mostradas en la Figura 62. Se observa que, si bien, al disminuir la extensión areal del tipo de suelo “roca” y aumentar la de los suelos suaves y rígidos aumentan las zonas de susceptibilidad media, los valores máximos de PGA se mantienen constantes, no obstante, el área de la zona de susceptibilidad alta aumenta un 59,5%, ya que lo que ocurre es que las zonas de baja susceptibilidad se transforman en zonas de media e incluso alta susceptibilidad.

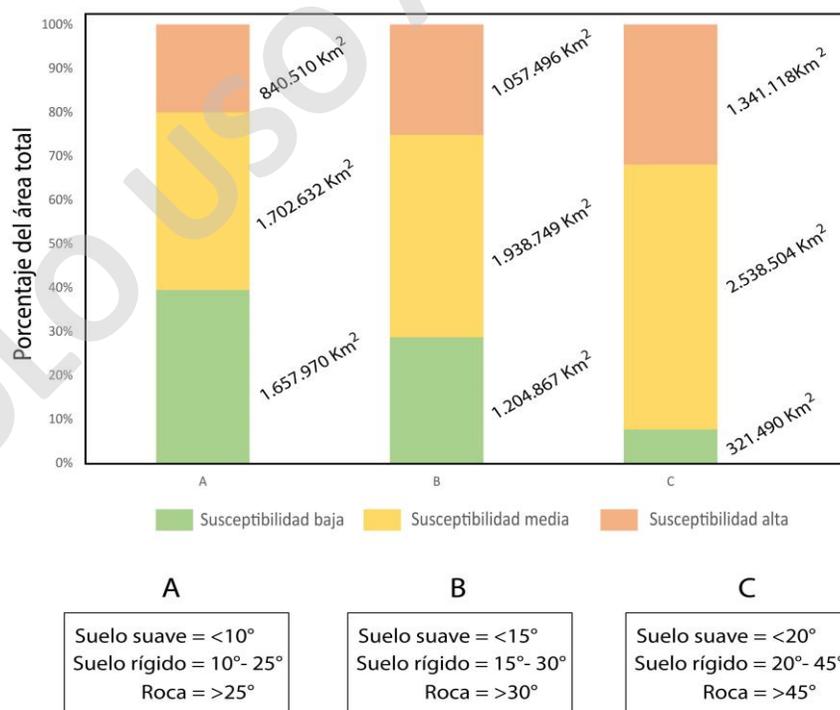


Figura 68: Distribución porcentual de los grados cualitativos de susceptibilidad sísmica según distintas clasificaciones de suelo (a, b y c) en base a rangos de pendientes diferentes.

Dicho esto, es importante destacar que, en base a las observaciones realizadas en el terreno durante el trabajo de campo, los rangos de pendientes utilizados para la clasificación de suelo son los del caso A (Figura 64), dado que dichos rangos reproducen más fielmente la diferenciación entre depósitos no consolidados, o semi-consolidados y afloramientos de roca.

### 5.3.2 INFLUENCIA DEL EFECTO DE SITIO EN LA PGA

En cuanto a la influencia del efecto de sitio en el valor de PGA del terreno producido por un sismo cortical se presentan a continuación una serie de gráficos que ayudan a comprender esto.

En primer lugar, el siguiente gráfico (Figura 69) que muestra los valores de PGA a diferentes distancias epicentrales y asociados a sismos de diversas magnitudes, se puede observar que en las zonas cercanas a la ruptura la diferencia en la densidad del medio de propagación, es decir, entre suelo suave y roca, es más relevante que a mayores distancias, ya que esta, a distancias menores a 1 km varía entre el 10% y el 23% para sismos de 5 a 7 grados de magnitud respectivamente.

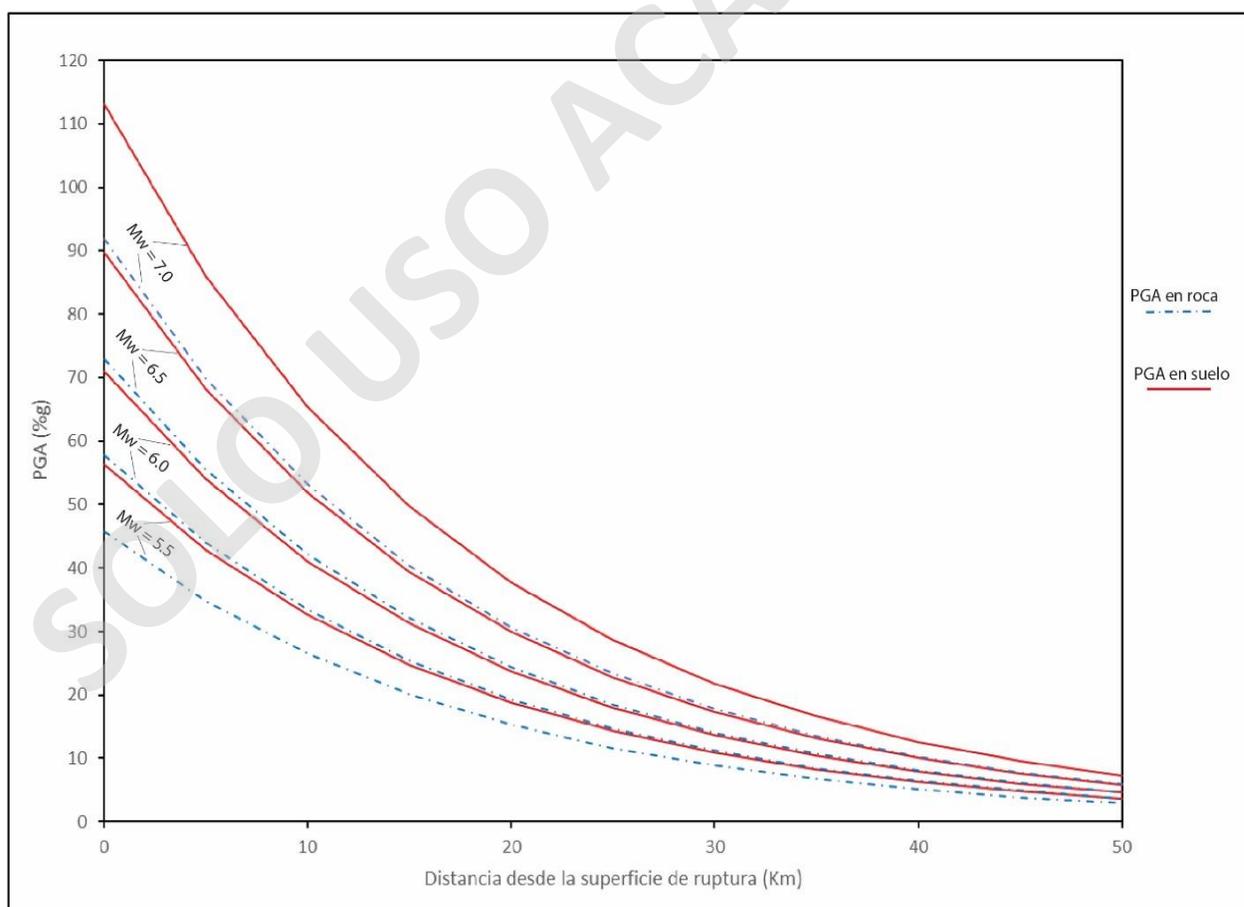


Figura 69: PGA en suelo y roca generadas por sismos corticales y su atenuación con la distancia epicentral.

Por otra parte, si se analiza la diferencia de PGA a una misma distancia a la zona de ruptura pero a distintas longitudes de ruptura superficial, es decir, para sismos de distinta magnitud, se observa en el siguiente gráfico (Figura 70) que las diferencias entre terreno rocoso y suelo suave pueden llegar a un 65% de la aceleración de gravedad en grandes fallas, siendo dichas diferencias menos relevantes para sismos asociados a fallas de menor longitud (<10 km), en donde se observan diferencias de un 30% de la aceleración de gravedad.

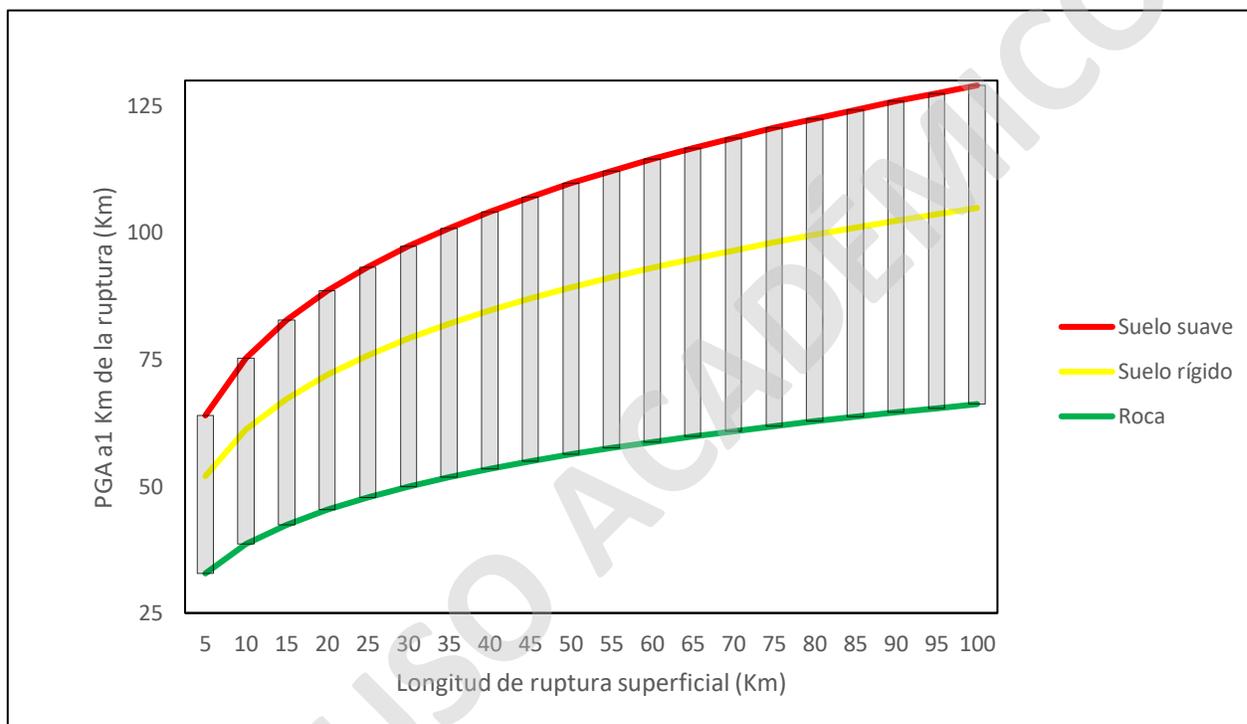


Figura 70: Diferencia en la PGA máxima según la longitud de la ruptura superficial y el tipo de terreno.

De forma similar, se puede apreciar en el siguiente gráfico (Figura 71), que relaciona la distancia a la zona de ruptura con la PGA del terreno asociada a un sismo de magnitud 7, que la influencia del efecto es mucho más relevante en las zonas cercanas al epicentro del sismo (<25 km), en donde la diferencia entre los valores de PGA de roca y suelo pueden determinar que un zona particular se catalogue como una zona de alto o bajo peligro a la misma distancia a la zona de ruptura según si el terreno corresponde a roca o suelo. Luego, para distancias mayores a 25 km las diferencias entre los valores de PGA para distintos tipos de terreno no influyen de forma relevante, ya que la categorización de la susceptibilidad se mantiene en bajo.

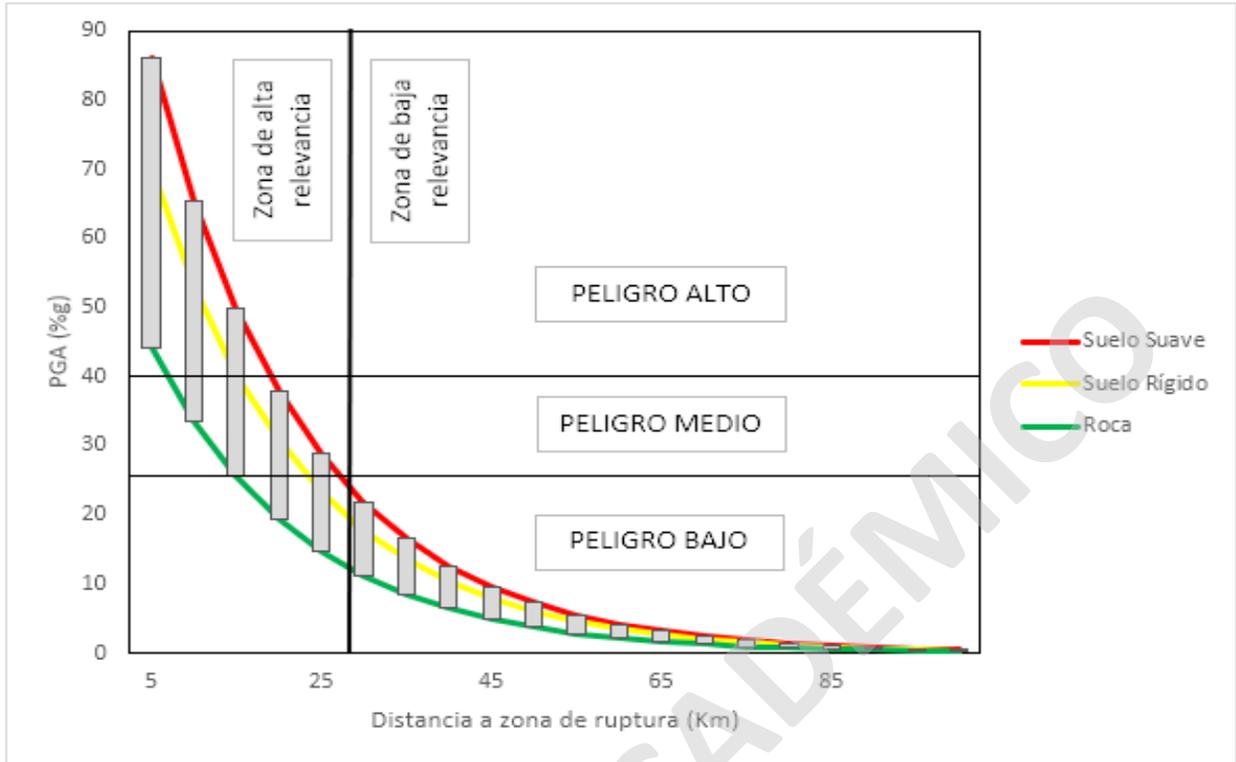


Figura 71 :Diferencia en valores de PGA según distancia a la zona de ruptura y el tipo de terreno para un sismo de magnitud 7.

### 5.3.3 SENSIBILIDAD DE LONGITUD DE ESTRUCTURAS

Otra de las discusiones que surgen a partir del análisis determinístico de la susceptibilidad sísmica tiene relación con la longitud de las trazas de la falla y con la longitud de la ruptura superficial. En primer lugar, las fallas que fueron cartografiadas podrían estar compuestas por una suma de trazas de menor longitud, lo que incidiría de forma importante en la magnitud de los sismos que potencialmente estas podrían generar, y, por lo tanto, en el peligro sísmico que estas representan. Debido a lo anterior, es que se decidió trazar las fallas en segmentos mayores, siempre cuidando que las evidencias lo permitiesen, ya que de tal forma se representa el escenario menos favorable. Además de lo anterior, en el presente trabajo se asumió que la longitud de la ruptura superficial es equivalente a la longitud de la traza de la falla, entendiendo que probablemente la longitud de la ruptura superficial de una falla sea menor a la longitud de esta misma, sin embargo, esto es una aproximación que al igual que el caso anterior reproduce el peor escenario.

En la Figura 72 se puede apreciar la diferencia (sin considerar efecto de sitio) que existe entre el peligro que representa una sola falla de 65 km con el peligro que representan tres fallas cuyas longitudes en sumatoria equivalen a 65 km. Se observa que en el primer caso se obtiene una mayor área de alta susceptibilidad (color rojo) en comparación con el caso de las tres fallas menores contiguas.

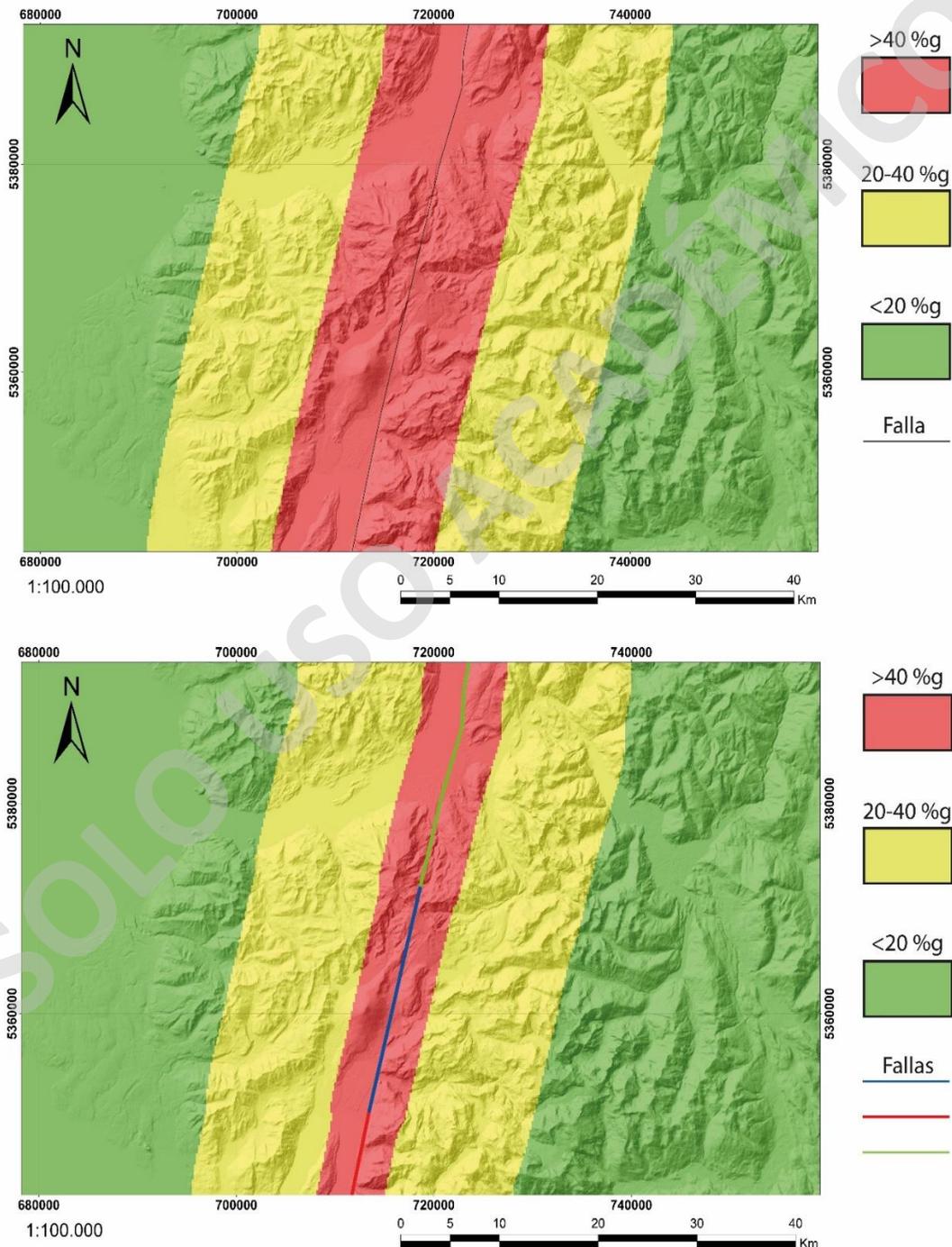


Figura 72: Comparación de los valores de PGA según la longitud de las estructuras.

### 5.3.4 ALCANCES Y DISCUSIONES METODOLÓGICAS

Teniendo en cuenta los conceptos de riesgo, peligro y susceptibilidad definidos en el ápice de marco teórico, es fundamental aclarar que en el presente estudio se pretende determinar la susceptibilidad sísmica, ya que se logró establecer la aceleración sísmica horizontal que provocaría un potencial sismo asociado a la estructuras reconocidas en el área de estudio sin considerar la probabilidad cuantitativa de que dichos sismos ocurran con una intensidad y un periodo de retorno determinado, por lo que además, el análisis realizado se considera un análisis de susceptibilidad de tipo determinístico.

Por otro lado, la cinemática de las estructuras no fue posible de determinar en todos los casos, debido a la falta de datos que permitiesen sugerir una cinemática particular, y también debido a que la regresión de Wells & Coopersmith (1994) que permite estimar la magnitud de un sismo asociado a una falla solo considera cinemáticas normales, inversas o de rumbo (Figura 73), y no

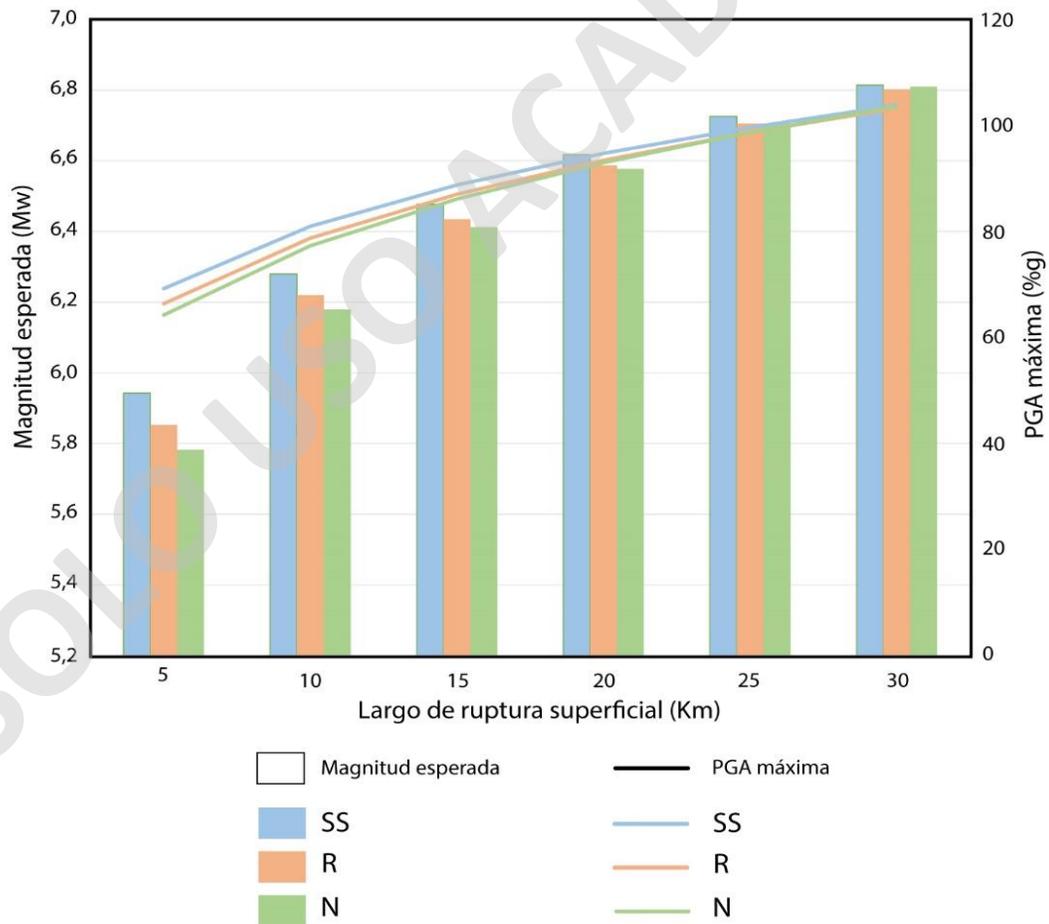


Figura 73: Comparación de la magnitud y PGA máximo para fallas de rumbo (SS), inversas (R) y normales (N) con distintos largos de ruptura superficial.

cinemáticas transcurrentes como probablemente es el caso, no obstante, la cinemática de las fallas no es de gran relevancia para la magnitud de los sismos que pudiesen generar, por lo tanto, tampoco son de gran relevancia para las aceleraciones sísmicas provocadas por estos últimos. Además, en el gráfico citado se observa una tendencia que sugiere que la diferencia, tanto en magnitud como en PGA entre los distintos tipos de falla es menor mientras mayor sea la longitud de la ruptura superficial, caso que sería común en el área de estudio.

Finalmente, es importante mencionar la ocurrencia reciente de sismos en la zona. En particular, en el mes de julio del 2020, un sismo 2,7 Mw tuvo epicentro sobre la traza de la falla Tagua-Tagua, al noroeste del área de estudio. A pesar de su baja magnitud, y de su menor implicancia en términos de peligro sísmico, este sismo es una demostración de que las fallas presentes en la zona están activas y que en el futuro podrían alojar sismos de mayor significancia.

### 5.3.5 CASOS SIMILARES

Casos similares, como el peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón ha sido estudiado por Vargas *et al.* (2018), en donde se estima que esta estructura de aproximadamente 40 km de longitud, ubicada en el piedemonte precordillerano de Santiago podría generar sismos de hasta 7,5 Mw grados de magnitud, el cual tendría como consecuencia aceleraciones sísmicas en el terreno que sobrepasan el 100%g, es decir entre dos a tres veces la intensidad de movimiento registrada en Santiago durante el sismo interplaca de magnitud 8,8 del 27 de febrero del 2010 (Figura 74).

Por otra parte, la falla de Nojima en la ciudad japonesa de Kobe tuvo lugar un sismo de magnitud 6,9 Mw, el cual localmente generó aceleraciones sísmicas que sobrepasaron el 100%g y que resultó en la pérdida de 6.000 vidas (Vargas *et al.*, 2018). Dado estos antecedentes, la estimación de los valores de PGA en el área de estudio superan el 60% g, lo que corresponde a una intensidad mayor a la percibida en Santiago de Chile durante el sismo del 27 de febrero del 2010, por lo tanto, podrían esperarse consecuencias de similar o mayor envergadura, no obstante, no se tiene la probabilidad de que esto ocurra en un periodo y con una magnitud determinada.

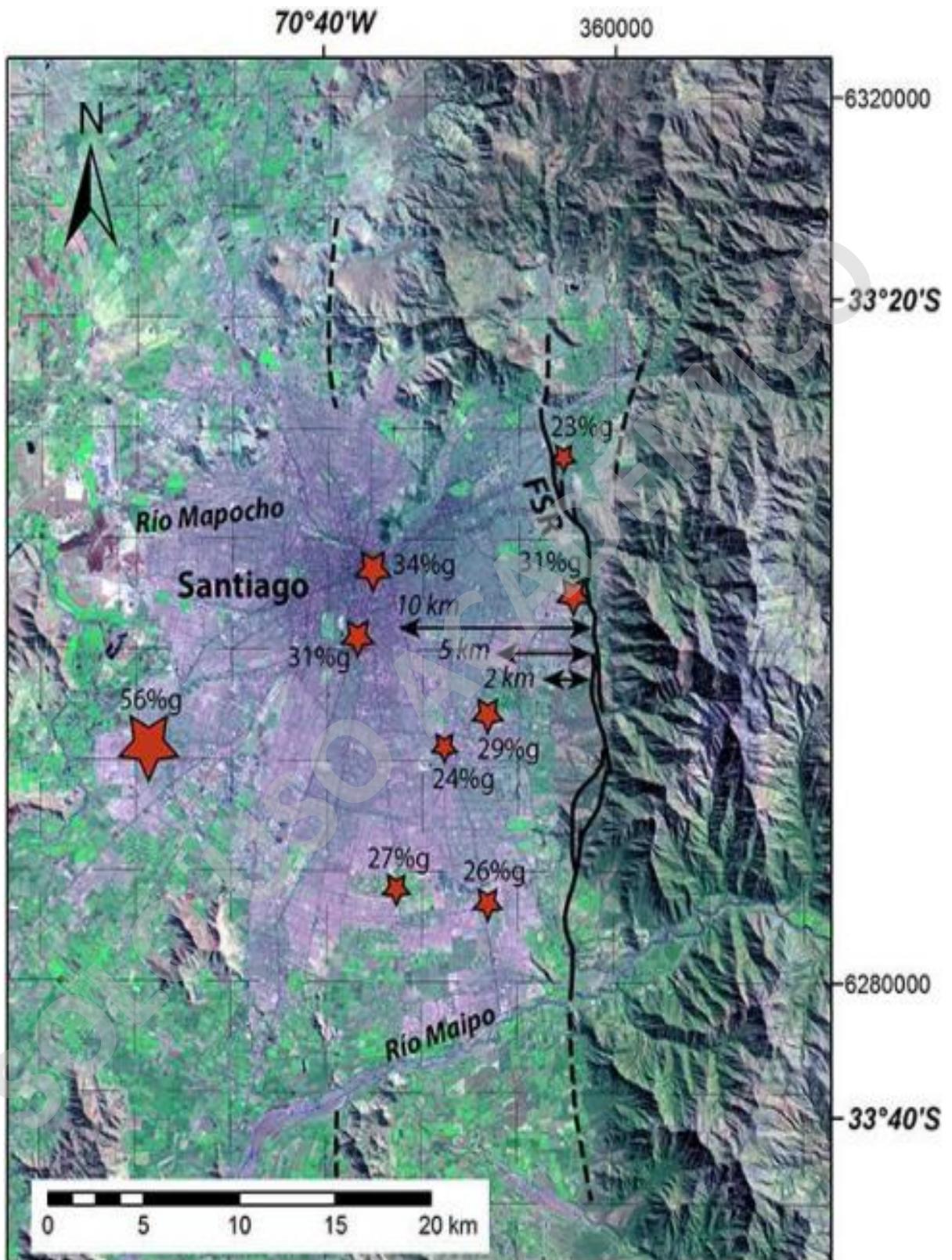


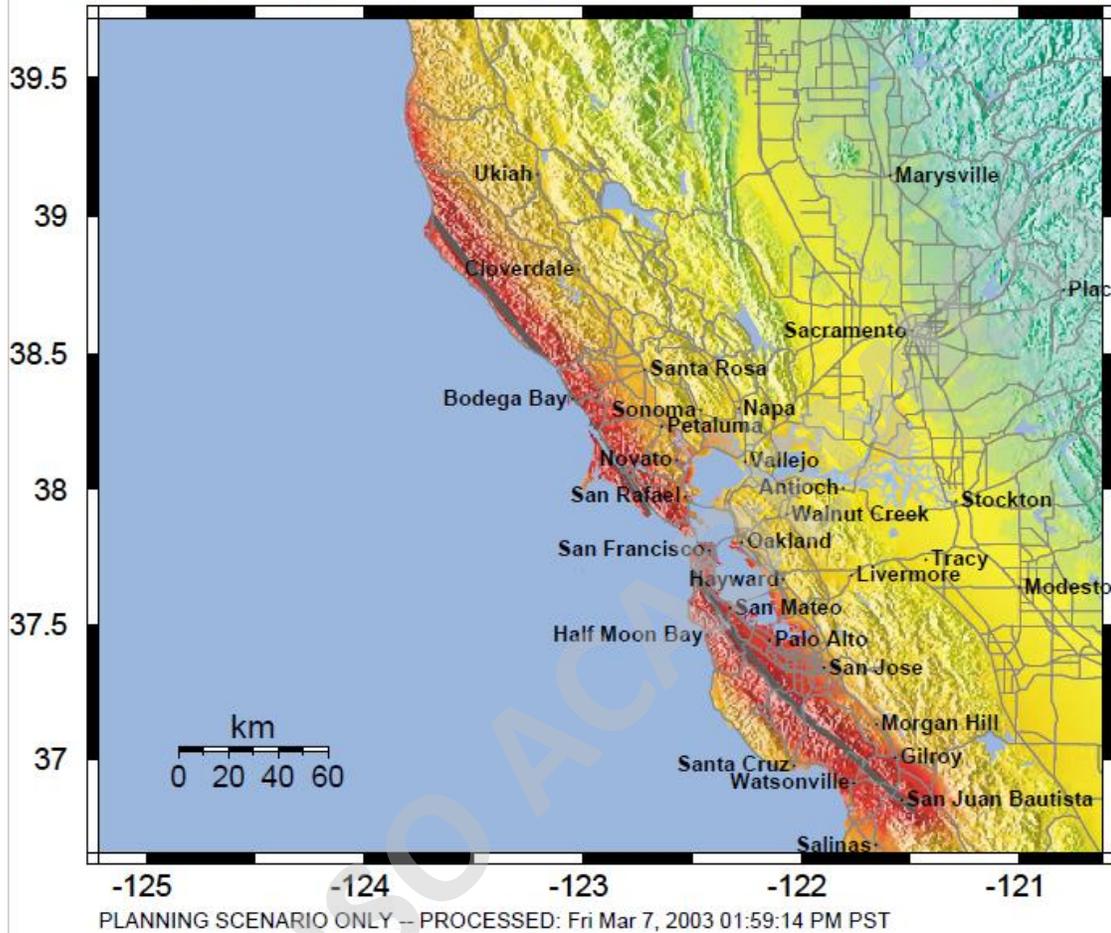
Figura 74: Aceleraciones sísmicas (%g) registradas durante el terremoto del 27 de febrero del 2010 en la ciudad de Santiago, Chile.

Si comparamos por otra parte la situación en cuanto a la susceptibilidad sísmica entre la zona de estudio en donde se encuentra la ZFLO y la costa occidental de Estados Unidos en donde se ubica la Falla de San Andrés (FSA) esta es similar, dado a que la FSA, al igual que la ZFLO es un conjunto de fallas de rumbo paralelas al margen, aunque en estricto rigor la primera de estas es una falla transformante y a su vez el límite por casi 1300 km entre las placas del Pacífico al oeste y Norteamericana al este, no obstante, al igual que la ZFLO, la cinemática de la Falla de San Andrés es dextral y a su vez está compuesta de varias trazas y segmentos individuales.

Por otra parte, la FSA ha sido un foco importante de estudio, debido, por un lado, al historial y registro instrumental detallado de grandes terremotos asociados a esta, y por otro lado, al daño que estos movimientos telúricos han ocasionado en la bahía de San Francisco, California. En este contexto, dentro de los terremotos de mayor connotación destaca el del año 1906, cuyo hipocentro se ubicó a 10 km de profundidad, tuvo una magnitud estimada de 7,9 (Mw) y un desplazamiento de 4 metros producto de la ruptura de un segmento de 430 km de longitud (Ellsworth *et al.*, 2013). Es este mismo historial extenso de sismos ocurridos en la FSA el que ha permitido que los estudios sobre el peligro y sobre el riesgo sísmico se focalicen en la estimación de la probabilidad de ocurrencia de un sismo de determinada magnitud para un periodo de retorno dado, lo que no es posible replicar en la ZFLO, dado a que en esta última no existe registro instrumental de datos sismológicos suficiente para la realización de un análisis probabilístico.

Aun considerando lo anterior, existen estimaciones determinísticas de la aceleración sísmica bajo distintos escenarios en la FSA. En un escenario similar al ocurrido el año 1906 en la FSA, es decir, con una longitud de ruptura aproximada de 430 km, una magnitud de 7,9 (Mw) y una profundidad hipocentral asumida a 0 km (tal como se asumió en el análisis para la ZFLO) el mapa de aceleraciones sísmicas estimadas muestra que a lo largo de aproximadamente 350 km de la costa oeste de Estados Unidos estaría sometida a aceleraciones sísmicas que sobrepasan el 65% de g (Figura 75), valores que se acercan a los estimados para el área de estudio (63% g). Con respecto a esto último, existe una diferencia sustancial en la estimación, dado a que si bien, los valores resultantes son similares con los estimados para la FSA, la longitud de ruptura considerada en esta última es de más de 400 km, en cambio, en el escenario más desfavorable para la ZFLO en el área de estudio implica una longitud aproximada de ruptura superficial de 70 km.

**-- Earthquake Planning Scenario --**  
**Rapid Instrumental Intensity Map for SAF\_SAS+SAP+SAN+SAO Scenario**  
 Scenario Date: Thu Mar 6, 2003 04:00:00 AM PST M 7.9 N38.18 W122.92 Depth: 0.0km



PLANNING SCENARIO ONLY -- PROCESSED: Fri Mar 7, 2003 01:59:14 PM PST

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

*Figura 75: Estimación de aceleraciones sísmicas, velocidades sísmicas e intensidades instrumentales para un sismo similar al ocurrido en 1906 en la FSA. Extraído de (USGS, 2003).*

Sin perjuicio de lo anterior, si se comparara el escenario más desfavorable para la ZFLO, es decir una ruptura muy superior a los 70 km de falla presentes en el área de estudio, con condiciones similares a un sismo ocurrido en 1838 en la FSA, probablemente se obtendrían estimaciones más cercanas. En la imagen (Figura 76) se observa un segmento de ruptura superficial de aproximadamente 60 km de longitud, muy similar a la longitud de una potencial ruptura de la ZFLO

calculada en el área de estudio. Según la estimación mostrada en la imagen, la ruptura de este segmento podría ocasionar (tal como en 1838) un sismo de magnitud 7,2 (Mw), y este a su vez podría causar aceleraciones sísmicas que van desde el 65% de g hasta los 124% g, valores similares a los de la ZFLO considerando que las estimaciones del presente trabajo arrojan aceleraciones sísmicas de hasta 63% g en las cercanías de la falla principal.

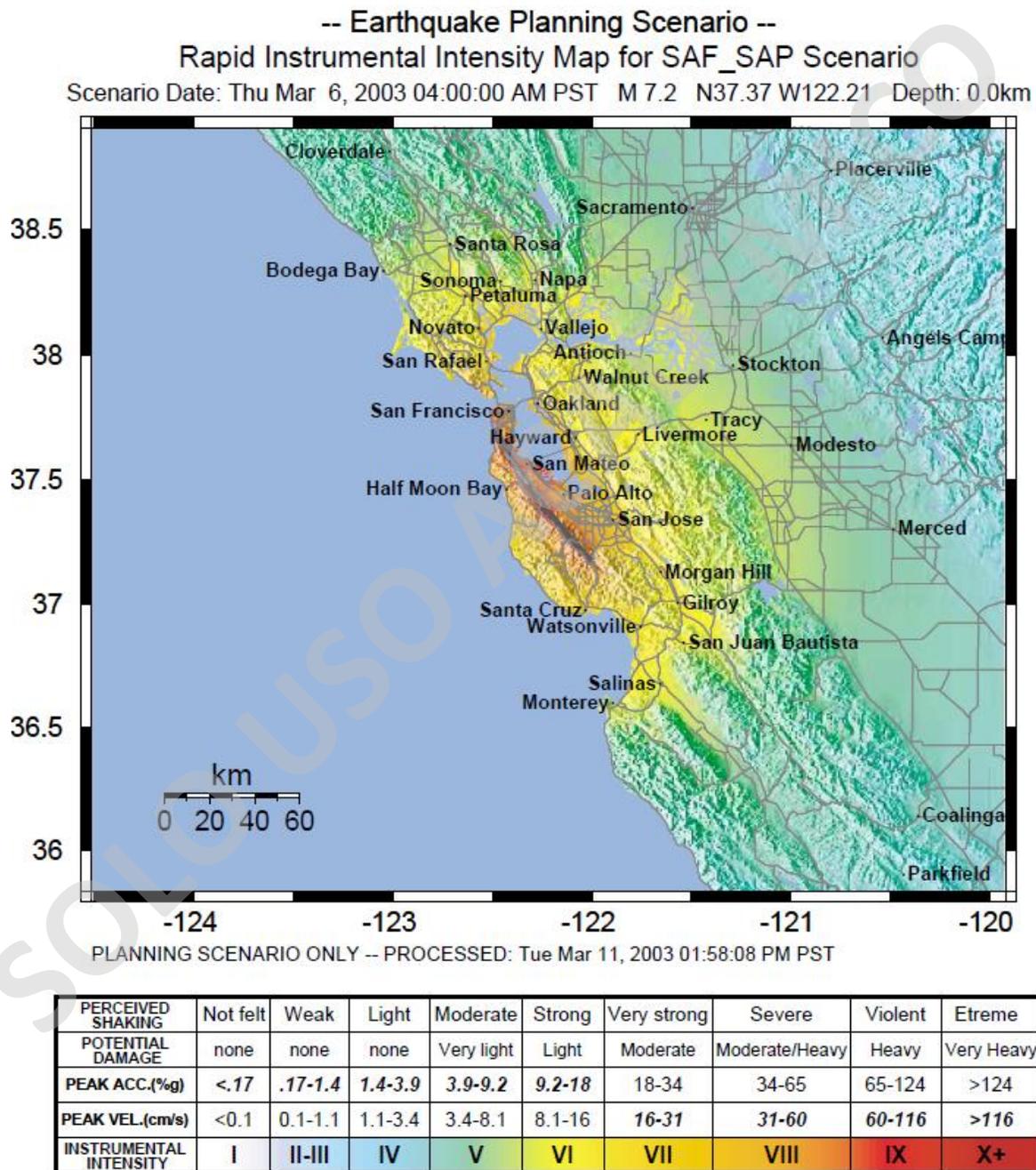


Figura 76: Estimación de aceleraciones sísmicas, velocidades sísmicas e intensidades instrumentales para un sismo similar al ocurrido en 1838 en la FSA. Extraído de (USGS, 2003).

### 5.3.6 SISMOS, REMOCIONES EN MASA Y TSUNAMIS

Sin duda que la actividad sísmica corresponde a un significativo factor desencadenante de remociones en masa cuando esta coincide espacial y temporalmente con la presencia de factores que condicionan la ocurrencia de estas mismas. La pendiente del terreno corresponde a uno de los factores condicionantes mencionados, y probablemente es el que cobra mayor relevancia en el área de estudio debido a la geomorfología de esta última, en la cual destaca la presencia del fiordo de Reloncaví (Figura 77) y del lago Tagua-Tagua (Figura 78), cuyas riberas presentan laderas con alturas que varían entre los 1.000 y los 1.200 metros y pendientes promedio que oscilan entre los 35° y los 55°. Dado lo anterior, considerando además de que las zonas de mayor pendiente no presentan vegetación y corresponden a afloramientos de roca fracturada debido a la actividad tectónica de la ZFLO, es evidente que en el área de estudio se presenta una configuración geomorfológica y geológica propicia para la ocurrencia de remociones en masa, lo que junto a la presencia de cuerpos de agua de gran extensión areal y la alta susceptibilidad sísmica de la zona proporciona una probabilidad no despreciable de que ocurran tsunamis locales como los sucedidos a comienzos del 2007 en la región de Aysén.

Con respecto a esto último, a fines de enero del año 2007 tuvo lugar un enjambre de sismos corticales asociados a la ZFLO en los fiordos patagónicos de la región de Aysén, el cual se extendió hasta el 21 de abril del mismo año, culminando ese día con un sismo de mayor magnitud ( $M_w$  6,2) que la de sus predecesores, gatillando deslizamientos de suelo, caídas de roca y flujos de detritos en las escarpadas laderas de las riberas del fiordo Aysén (Naranjo *et al.*, 2009). Se estima que fueron tres remociones en masa, con volúmenes que van desde los  $1,7 \times 10^6 \text{ m}^3$  hasta los  $12 \times 10^6 \text{ m}^3$  las que ingresaron al fiordo ocasionando tsunamis que se dispersaron de forma radial con velocidades estimadas que oscilan entre los 150 km/h y los 200 km/h y que causaron el fallecimiento de tres personas y la desaparición de otras siete (Naranjo *et al.*, 2009)

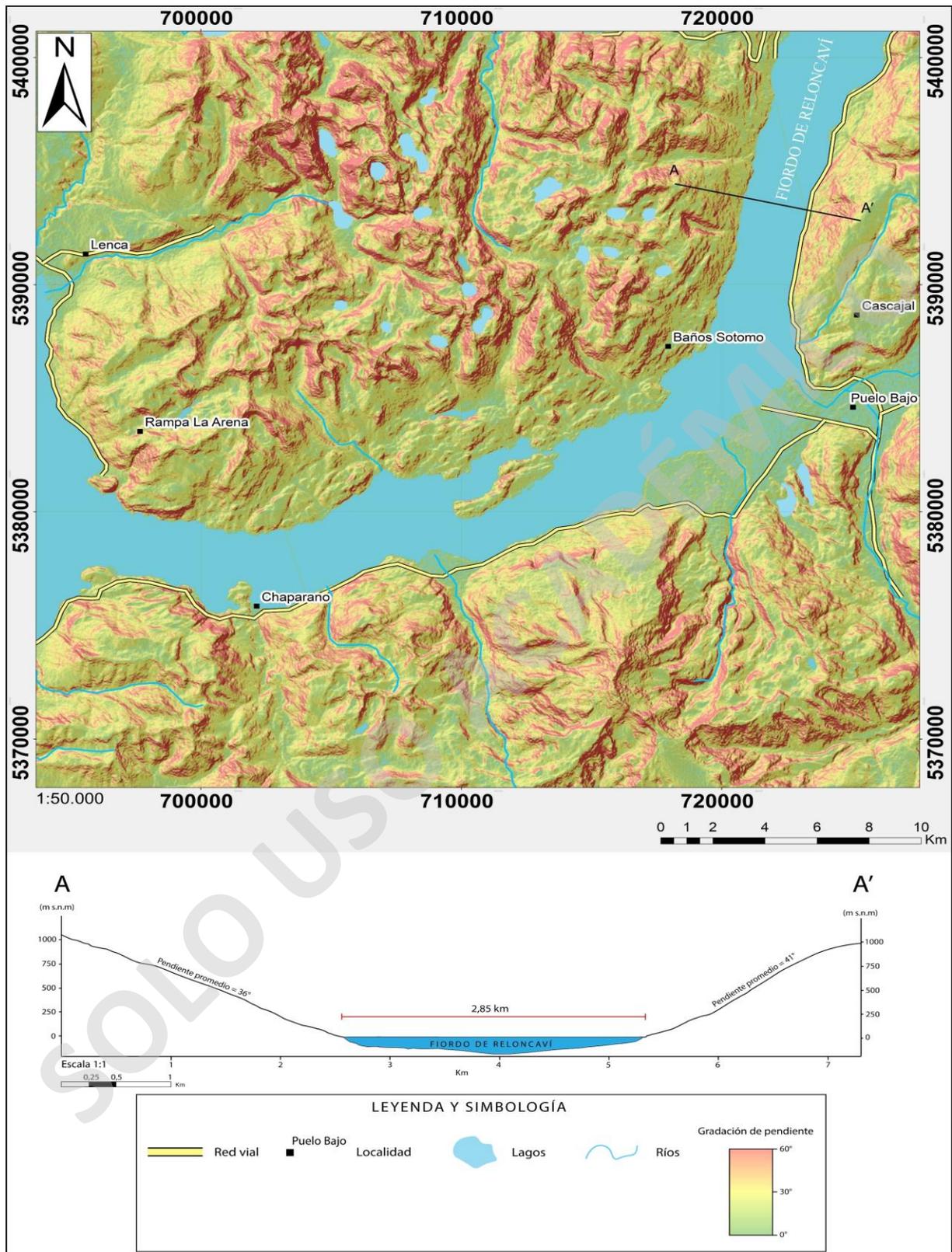


Figura 77: Mapa de pendientes de los alrededores del fiordo de Reloncaví a escala 1:50.000 y morfometría de su perfil transversal.

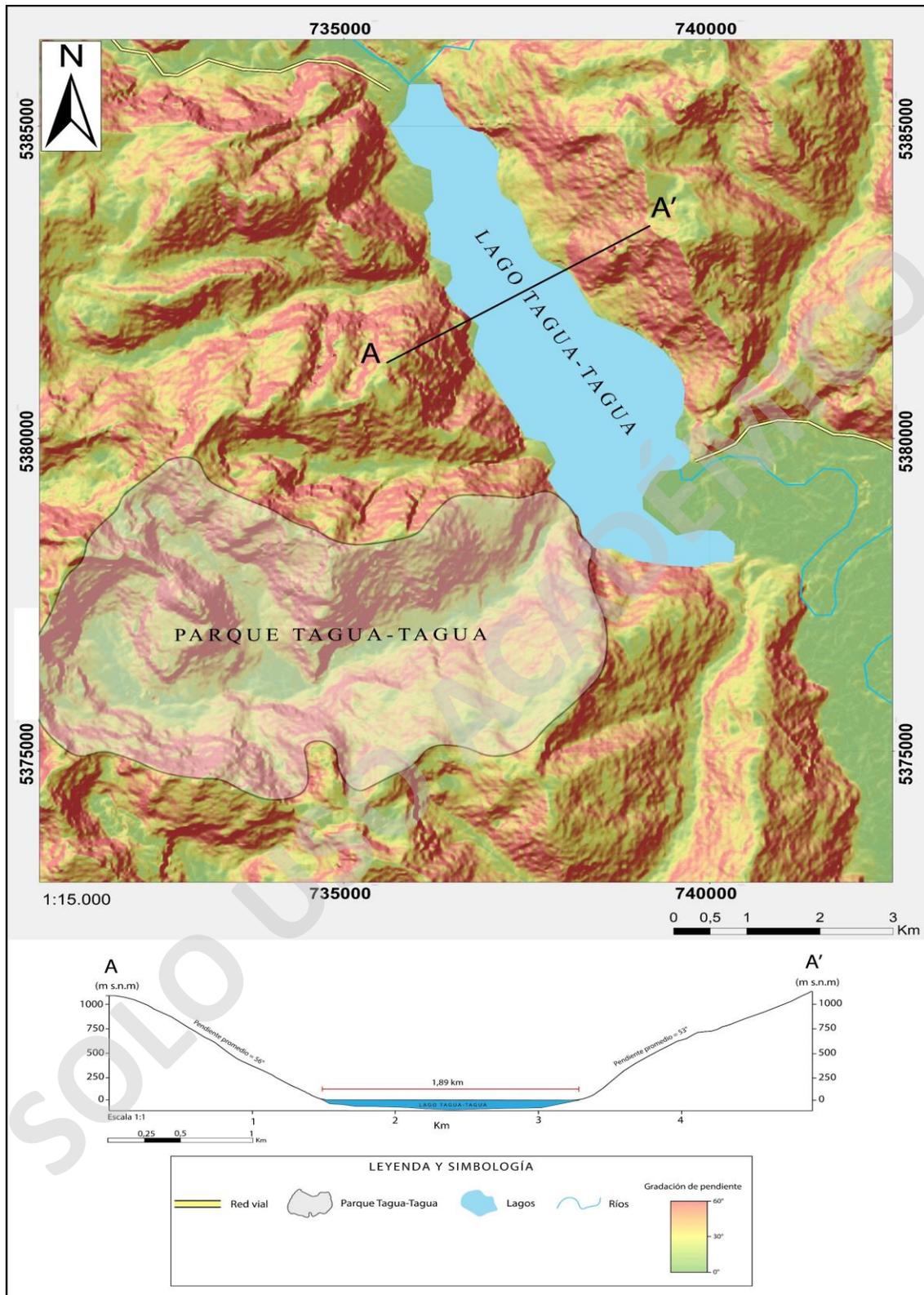


Figura 78: Mapa de pendientes de los alrededores del lago Tagua-Tagua a escala 1:15.000 y morfometría de su perfil transversal.

Si se compara el escenario geológico de Aysén con el del área de estudio, destacan similitudes que sugieren que en esta última podrían ocurrir eventos similares al ya mencionado. Por ejemplo, el episodio ocurrido en Aysén tuvo estrecha relación con la ZFLO, dado que actividad sísmica asociada a sus estructuras fue la precursora de múltiples remociones en masa (Figura 79), tal como podría ocurrir en el área de estudio debido a que allí también se presenta la ZFLO junto con rasgos geomorfológicos en común, como lo son los fiordos y las laderas de alta pendiente adyacentes a cuerpos de agua. Sin perjuicio de lo anterior, existen leves diferencias entre ambos casos que podrían generar un escenario de aún mayor susceptibilidad ante este fenómeno en el área de estudio, ya que el fiordo de Reloncaví y el lago Tagua-Tagua son más estrechos que el fiordo Aysén y sus riberas presentan pendientes aún más abruptas (20%-30% mayores), lo que podría aumentar la velocidad con la que las remociones en masa irrumpen en los cuerpos de agua, y una vez originado el tsunami este podría ocasionar mayores estragos en la ribera opuesta dado que entre sí mismas se encuentran más cercanas. En adición, existe una mayor cantidad de viviendas en las orillas del fiordo de Reloncaví e infraestructura hotelera que se puede observar a las orillas del lago Tagua-Tagua.

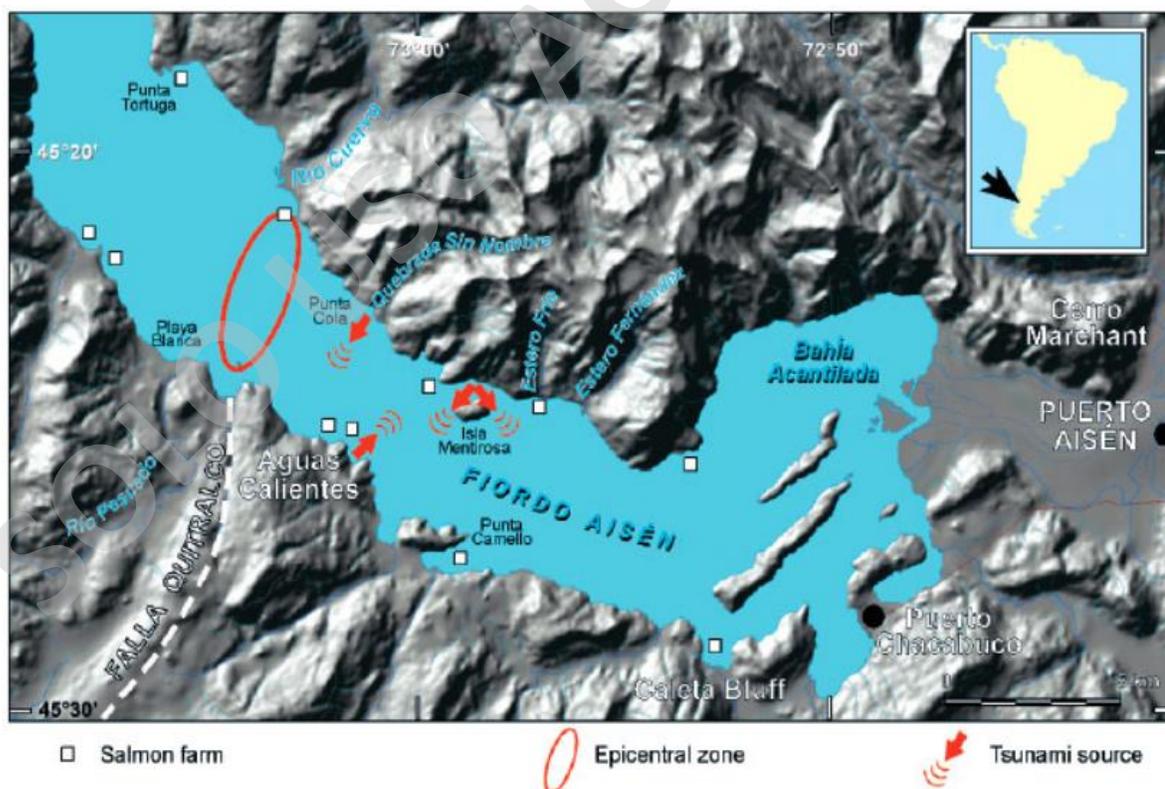


Figura 79: Esquema simple de la fuente de tsunamis locales y zona epicentral del caso de Aysén. Se observa la zona epicentral ubicada sobre la proyección de la traza de la falla Quitralco.

Otro de los factores que se debe considerar en este análisis es el alcance de las remociones en masa, ya que además de la ocurrencia de una remoción en masa en las cercanías de un cuerpo de agua, esta debe depositarse en este último para causar un tsunami local. En las laderas contiguas al fiordo de Reloncaví y al lago Tagua-Tagua esto no requiere mayor análisis, ya que la configuración geomorfológica de estos cuerpos de agua, en donde las paredes que lo limitan presentan altas y constantes pendientes impedirían la disminución de la energía gravitacional, y en consecuencia, facilitarían el transporte del material hasta el cuerpo de agua.

En cuanto al Parque Tagua-Tagua, este presenta características geomorfológicas distintas a las que presentan las zonas de fiordos como el de Aysén o el de Reloncaví, ya que, si bien, ambas zonas pudieron tener un origen ligado a la acción glacial, los valles del Parque Tagua-Tagua están limitados por laderas de menor pendiente, esto a causa de múltiples y consecutivas remociones en masa que se han depositado en el fondo de los valles posterior o sincrónico al retroceso glacial.

Otra diferencia sustantiva entre el Parque Tagua-Tagua y los fiordos de Aysén y Reloncaví, y que guarda relación con la probabilidad de ocurrencia de tsunamis locales es la limitada extensión areal de los cuerpos de agua presentes en el parque, lo que hace necesario considerar el alcance de las potenciales remociones en masa. En el límite sur del lago Quetrus, es posible observar un conjunto de bloques de dimensiones métricas que correspondería a un depósito de caída de rocas ocurrida en el pasado, sugiriendo la posibilidad de que una situación de similares características ocurra en el futuro, más aún considerando la presencia de un conjunto de condiciones que favorecerían esto último (Zepeda, 2020). Con no menor relevancia también se debe considerar el volumen de agua de los lagos del parque, ya que de este y del volumen de las potenciales remociones en masa depositadas en estos últimos dependería la magnitud de un posible tsunami, sin embargo, no se tienen los datos que permitan estimar el volumen de agua de los lagos, solo se puede inferir, que la Laguna Alerces tendría un menor volumen de agua debido a su menor extensión areal.

En cuanto a los daños o consecuencias de un tsunami dentro del Parque Tagua-Tagua podrían ocurrir las siguientes situaciones. Un hipotético tsunami originado en el Lago Quetrus, podría aumentar drásticamente el caudal de los cursos de agua que nacen desde este y que desembocan en el Lago Tagua-Tagua, aumentando a su vez el nivel de agua de la Laguna Alerces y posiblemente inundando el Refugio Alerces ubicado inmediatamente al este de la laguna homónima. En un escenario aún menos favorable, el aumento del caudal de los cursos de agua que nacen desde el Lago Quetrus podrían dar origen a una remoción en masa. El tipo y velocidad de esta última,

dependería de la proporción entre el agua y el material transportado, el cual correspondería principalmente a material vegetal y en menor medida detritos depositados previamente por remociones en masa más antiguas. Sin duda que las consecuencias de lo anterior serían de mayor envergadura, incluyendo la destrucción parcial o total de la infraestructura e incluso la pérdida de vidas humanas.

En el caso de un tsunami originado en la Laguna Alerces, se esperaría que este fuese de menor magnitud a uno originado en el Lago Quetrus, debido a su presumible menor volumen de agua y a la presencia de troncos de alerce que disminuirían la velocidad del impacto de una potencial remoción en masa en la superficie de agua. En este contexto, las consecuencias serían también de menor significancia, probablemente causando solamente la inundación del Refugio Alerces y un aumento moderado del caudal de los cursos aguas abajo.

En un recuento del análisis realizado en los párrafos precedentes, deben ocurrir una serie de procesos para que se origine un tsunami local. En primer lugar, se debe presentar un conjunto de condiciones favorables para la ocurrencia de remociones en masa, y a su vez, estas deben coexistir con procesos que las desencadenen, como por ejemplo sismos corticales a los cuales el área de estudio es susceptible, y luego, una vez originada una remoción en masa, sus características físicas y las características geomorfológicas del terreno deben permitir que esta se deposite en un cuerpo de agua.

Finalmente, los efectos negativos que pudiese causar un tsunami local en el área de estudio también dependen de otros factores, como la presencia de población y/o infraestructura en las zonas susceptibles, la cercanía de dichas zonas susceptibles con la fuente de origen del tsunami, entre otras.

#### **5.4 SUSCEPTIBILIDAD VOLCÁNICA**

Los volcanes ubicados en la Península de Hualaihué presentan escasas erupciones explosivas reconocidas en el registro geológico, por lo que la presencia de depósitos de tefra provenientes de estos edificios volcánicos también es limitada. El volcán Apagado, ubicado en la parte sur de la península, originó hace 2.480 años una erupción explosiva de gran magnitud (Mella, 2013), generando depósitos de caída de gran espesor (mayor a 1 metro) que fueron reconocidos durante el presente trabajo en las cercanías de este edificio volcánico. En este sentido, otros volcanes ubicados en la Península de Hualaihué (Yate y Hornopirén), según el registro geológico más

reciente, son más propensos a originar erupciones de carácter efusivo, aunque en particular, el volcán Yate ha expulsado material más diferenciado en erupciones relativamente más antiguas. Lo anterior sugiere que el volcán Apagado poseería, de forma relativa, una mayor probabilidad de afectar al Parque Tagua-Tagua o sus vías de accesos mediante la caída de material particulado, a pesar de que esto también depende de otros factores, como por ejemplo la intensidad y dirección del viento en el instante de una hipotética erupción y de la magnitud de esta última. En las siguientes figuras se observa la probabilidad de acumulación de tefra proveniente de los volcanes ubicados en la península de Hualaihué.

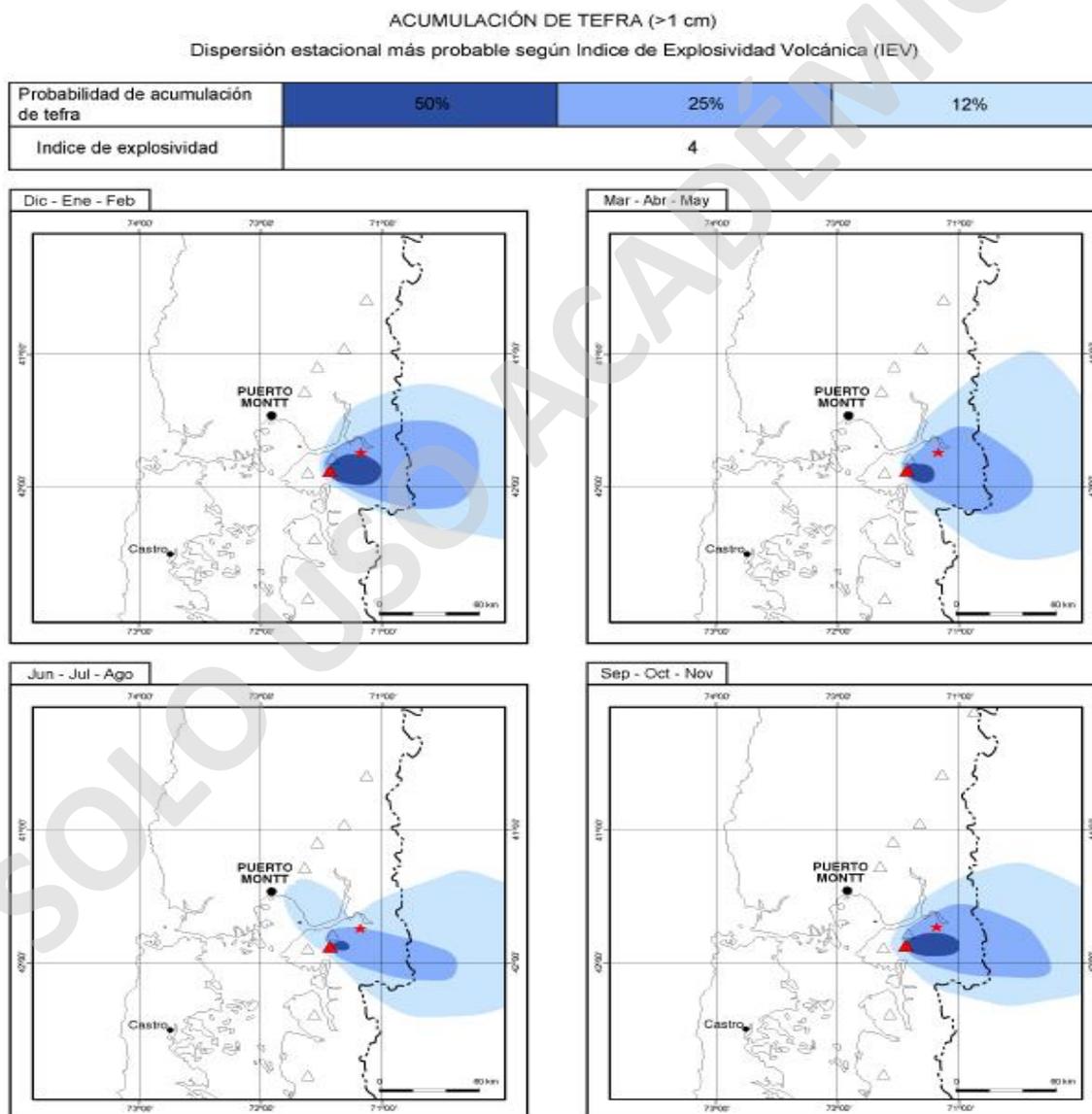


Figura 80: Distribución espacial de la probabilidad de que se acumule más de 1 cm de espesor de tefra proveniente del volcán Hornopirén. Estrella roja indica la ubicación del Parque Tagua-Tagua. Extraído de Mella (2013).

**ACUMULACIÓN DE TEFRA (>1 cm)**  
 Dispersión estacional más probable según Índice de Explosividad Volcánica (IEV)

Probabilidad de acumulación de tefra	50%	25%	12%
Indice de explosividad	4		

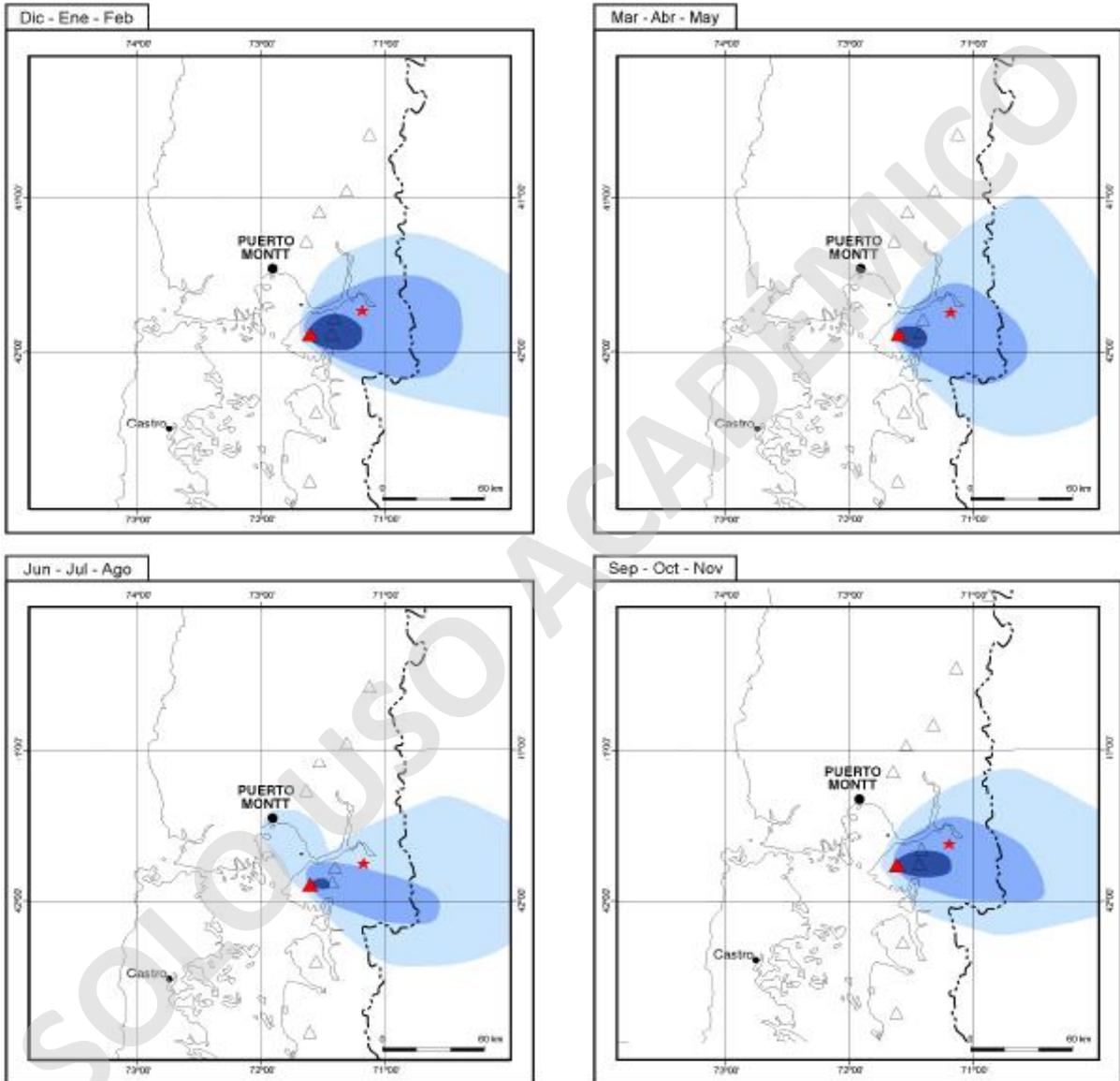
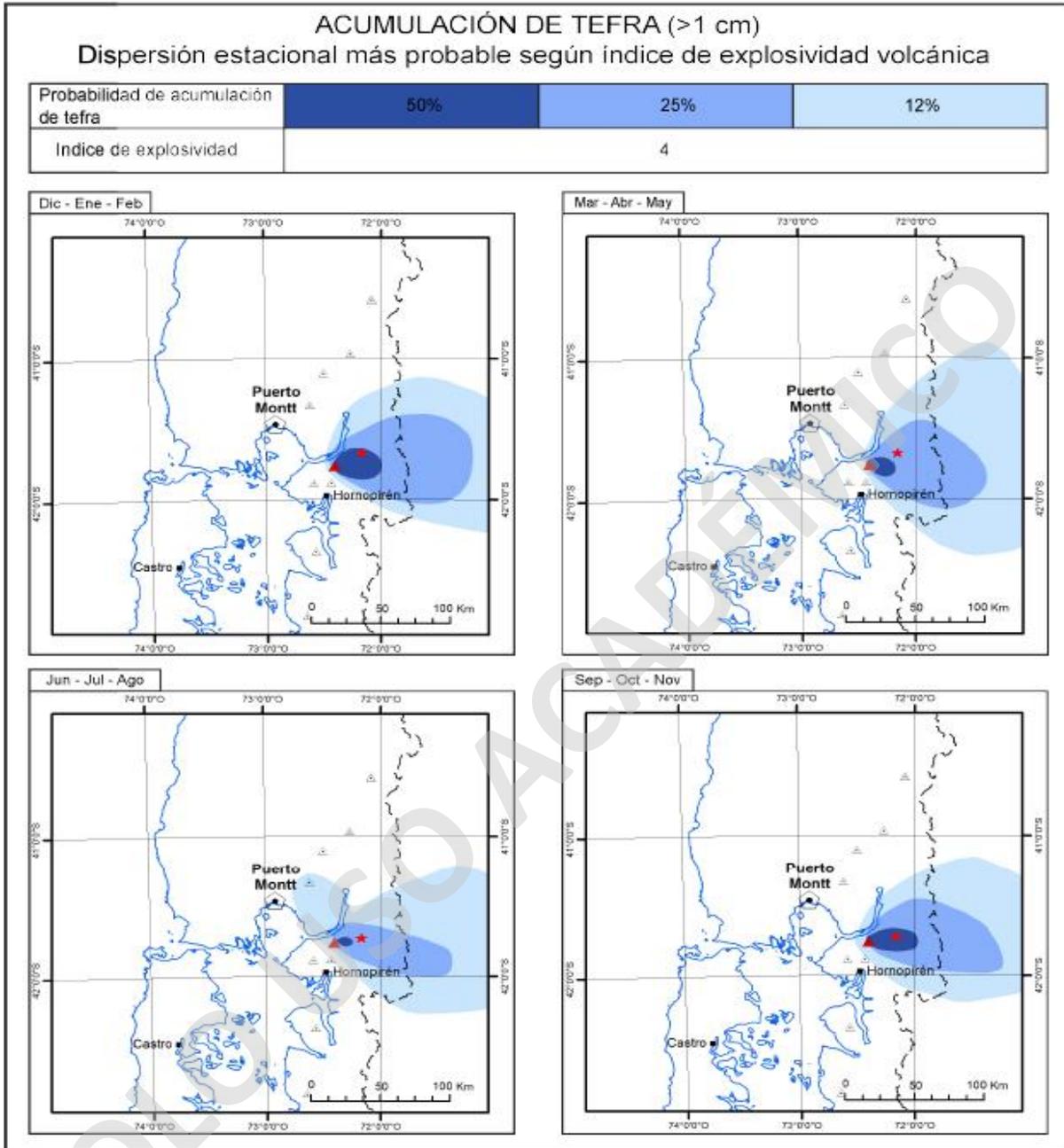


Figura 81: Distribución espacial de la probabilidad de que se acumule más de 1 cm de espesor de tefra proveniente del volcán Apagado. Estrella roja indica la ubicación del Parque Tagua-Tagua. Extraído de Mella (2013).



*Figura 82: Distribución espacial de la probabilidad de que se acumule más de 1 cm de espesor de tefra proveniente del volcán Yate. Estrella roja indica la ubicación del Parque Tagua-Tagua. Extraído de Mella (2012).*

En las figuras previas (Figuras 80, 81 y 82), se observa que el Parque Tagua-Tagua posee en la mayoría de los casos una probabilidad del 25% de que allí se acumule un espesor de tefra mayor a 1 cm proveniente de los volcanes Hornopirén, Yate o Apagado, no obstante, a diferencia del mapa isopáquico realizado y expuesto en páginas precedentes no es posible prever de forma más exacta el espesor del depósito.

Por otra parte, en la zona oriental del Fiordo de Reloncaví, al sur de la bahía de Cochamó se exhiben en laderas y cortes de camino tefras provenientes de múltiples erupciones del Volcán Calbuco, aunque presentan un bajo espesor y fragmentos de tamaño lapilli que no superan los 5 mm de diámetro debido a la magnitud de dichas erupciones y, por sobre todo, a la distancia entre este edificio volcánico y el área de estudio. Según lo anterior, el volcán Calbuco sería uno de los volcanes más activos en las cercanías del Parque Tagua-Tagua, sin embargo, en base a la interpolación de isópletas e isópacas, de repetirse erupciones provenientes de este volcán y con similares características a las reconocidas en el registro geológico el parque podría ser afectado por la caída de material particulado de hasta 4 mm de diámetro y acumulándose con hasta 20 cm de espesor.

A pesar de lo anterior, es importante mencionar que dentro del parque no se reconocieron depósitos de tefra, no obstante, esto puede deberse a que no existieron las condiciones apropiadas para la preservación de estos depósitos en el momento de su origen, o bien, se encuentran cubiertos por depósitos sedimentarios de otro tipo o por el desarrollo de suelo.

También es relevante destacar que el Parque Tagua-Tagua, debido a su geomorfología y ubicación con respecto a los edificios volcánicos cercanos no es susceptible a ser afectado por lahares, avalanchas, flujos o corrientes de densidad piroclástica, debido a que el parque se inserta en un valle colgado y los peligros volcánicos mencionados son procesos de flujos que se transportan en o cercano a la superficie del terreno.

En cuanto a los mapas isopáquicos es importante señalar que estos no se construyeron para erupciones provenientes de los volcanes Calbuco, Hornopirén y Yate, ya que la densidad y distribución de los datos de espesor de tefras asociadas a dichos edificios volcánicos no permitió realizar una correcta interpolación, sin embargo, el mapa isopáquico de la erupción Ap1 del volcán Apagado se considera relevante, dado a que como se mencionó anteriormente, este volcán presenta la erupción holocena de mayor magnitud en las cercanías del área de estudio. También se consideró irrelevante la construcción de mapas de isópletas, dado que el diámetro de las partículas que componen los depósitos de tefra es menor a 2 mm. y el espesor que podría acumularse en el Parque Tagua-Tagua es de aproximadamente 5 cm. Además, el método de interpolación utilizado (Natural Neighbor) no presenta grandes diferencias en los resultados obtenidos con otros métodos como por ejemplo el método Kriging.

Según los resultados observados en el mapa de isópacas de la erupción Ap1, el espesor que podría alcanzar el depósito de material particulado proveniente del volcán Apagado en el Parque Tagua-Tagua es menor a 5 cm. y esto, con una erupción de similar magnitud a la Ap1 y con condiciones de viento similares, aunque Watt *et al.* (2011) describe esta erupción con una dispersión ESE, una dispersión menos favorable, en dirección NE no cambiaría el escenario de forma considerable.

## 6. CONCLUSIONES

La evolución geológica del Parque Tagua-Tagua corresponde a una sucesión de eventos geológicos sucedidos desde hace al menos 117 millones de años en el contexto del desarrollo de un arco magmático, el cual estuvo controlado por un sistema de fallas de rumbo paralelo al margen de subducción (ZFLO) durante sus episodios de intrusión, es decir, entre el Cretácico y el Mioceno, y luego, fue afectado por estructuras post-miocenas asociadas a dicho sistema de fallas.

Los datos geoquímicos y observaciones, tanto a escala mesoscópica como a escala microscópica, además de la información expuesta en la bibliografía sugieren que los sucesivos episodios de intrusión magmática tuvieron lugar en paralelo con cambios en el grosor de la corteza continental, ya que aquellos plutones cretácicos muestran evidencias geoquímicas de que intruyeron en una corteza relativamente adelgazada, esto probablemente como respuesta al desarrollo de zonas de extensión localizada en la ZFLO, o bien, al inicio de un periodo de extensión regional desarrollado durante el Paleógeno.

Por otro lado, plutones miocenos exhiben evidencias texturales y geoquímicas de haberse emplazado de forma syn-tectónica y de haber intruido en una corteza relativamente más engrosada, en un contexto de esfuerzos compresivos, alzamiento y erosión según los patrones de enfriamiento de los plutones en cuestión (Adriasola *et al.*, 2005).

La coincidencia espacial entre plutones cretácicos y miocenos respondería a que estructuras de la ZFLO que afectaron a los plutones cretácicos facilitaron el posterior ascenso de magma y el consecuente emplazamiento de plutones miocenos que se encajaron en los primeros, esto evidenciado por las características syn-tectónicas que poseen las rocas miocenas, reconocidas tanto en el presente estudio como en otros trabajos. La literatura explica lo anterior proponiendo que durante el paleógeno se desarrollaron cuencas extensionales cuyo basamento corresponde a plutones cretácicos que luego fueron intruidos por plutones miocenos, sin embargo, en el presente

estudio no se hallaron evidencias que respalden lo anterior, por lo tanto, la primera interpretación expuesta en este párrafo posee un mayor sustento según los datos recabados en este trabajo.

Luego del enfriamiento y de la exhumación de los cuerpos intrusivos mencionados, estos, según las evidencias geomorfológicas reconocidas en el Parque Tagua-Tagua, se vieron afectados por procesos de meteorización y erosión producto tanto, de la cobertura de estas rocas por masas de hielo, como del subsecuente desarrollo de un sistema fluvial originado luego del retroceso glacial. Finalmente, la gradual exposición de la superficie, a medida que las masas de hielo retrocedieron y que los procesos fluviales comenzaron a predominar por sobre los procesos glaciales, permitió la ocurrencia de procesos de remoción en masa, así como también el desarrollo de la vegetación y el origen de la Laguna Alerces como una consecuencia de ambos procesos.

En cuanto al peligro sísmico, la predicción de los valores de PGA permite concluir que, de ocurrir un sismo asociado a una estructura principal de la ZFLO, la intensidad del movimiento provocado por este último (hasta 63%g) sería comparable a la percibidas en la ciudad de Santiago de Chile durante el sismo del 27 de febrero del 2010 (54% g). Esto sugiere que las consecuencias de un sismo de dichas características podrían ser de similar magnitud, por lo tanto, sería capaz de ocasionar destrucción total y/o parcial de infraestructura, pérdida de vidas humanas y detonación de otros fenómenos peligrosos. Las consecuencias mencionadas, podrían observarse con mayor probabilidad en las zonas cercanas a estructuras, en donde se presentan depósitos no consolidados, generalmente volcánicos y/o sedimentarios, los que son capaces de amplificar las ondas sísmicas mediante el fenómeno de efecto de sitio. En síntesis, las inferencias previas permiten concluir que el área de estudio es susceptible en términos sísmicos, ya sus características geológicas y del terreno otorgan un escenario favorable para la ocurrencia de sismos significantes que potencialmente derivarían en daños a la población del área de estudio.

La susceptibilidad sísmica de la zona indica también que allí se podrían desencadenar remociones en masa producto de sismos corticales, las que podrían derivar, tal como ocurrión en el fiordo Aysén el año 2007 en tsunamis locales. La geomorfología y la geología de la zona muestran que existen suficientes condiciones como para que ocurriesen eventos similares al recién señalado, cuyas consecuencias podrían ir desde daño a la infraestructura y vías de acceso en las cercanías del fiordo de Reloncaví y el Lago Tagua-Tagua, hasta la pérdida de vidas humanas en el Parque Tagua-Tagua.

Por otro lado, este último y sus vías de acceso son poco susceptibles a ser afectadas de forma importante por la caída de material particulado de origen volcánico, ya que se encuentra relativamente lejano a los volcanes capaces de generar dicho tipo de material mediante erupciones explosivas, no obstante, según la distribución espacial de la probabilidad de acumulación de tefras provenientes de los volcanes Apagado, Hornopirén o Yate muestra que el parque posee en general un 25% de probabilidades de acumular más de 1 cm de tefra, y según el mapa isopáquico del volcán Apagado el espesor de tefra acumulado sería menor a 5 cm. La vía de acceso por el sur, en la zona noroccidental de la Península de Hualaihué es susceptible a ser afectada por avalanchas volcánicas provenientes del Volcán Yate, ya que según el registro geológico esto ha ocurrido en el pasado con una frecuencia y magnitud considerable, por lo que es esperable que en el futuro se reproduzcan escenarios análogos.

SOLO USO ACADÉMICO

## 7. REFERENCIAS

Adriasola, A. C., Thomson, S. N., Brix, M. R., Hervé, F., Stöckhert, B. (2005). Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Science*, 95,504-528.

Adriasola, A., y 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(1),39-61.

Aki, K. (1988). American Society of Civil Engineering. *Geotechnical Special Publication*, 20,103-155.

Alfaro, A. (2011). *Peligro Sísmico en el Segmento Norte de la Región del Maule, Chile*. Memoria de Título. Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Ambraseys, N. & Douglas, J. (2003). Near-field horizontal and vertical earthquake ground motions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 23,1-18.

Angermann, D., Klotz, J. & Reigber, C. (1999). Space-geodesic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171,329-334.

Barrientos, S. (2007). "Earthquakes in Chile". En Moreno, T. & Gibbons, W. (Ed.), *The Geology of Chile* (pp. 263-287). Santiago, Chile: The Geological Society.

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.

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenue, A. (1996). The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: a long lived intra arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259,55-66.

Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenue, A.; Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, Vol. 319, p. 129-149.

Cembrano, J., Lavenue, A., Yáñez, G., Riquelme, R., García, M., González, G. y Hérail, G. (2007). "Neotectonics". En Moreno, T. & Gibbons, W. (Ed.), *The Geology of Chile* (pp. 231-261). Santiago, Chile: The Geological Society.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. (2007). "Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile". En Moreno, T. & Gibbons, W. (Ed.), *The Geology of Chile* (pp. 21-114). Santiago, Chile: The Geological Society.

Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., Martin, M. y 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(2),179-208.

González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid, España: Pearson Educación.

Hervé, F. (1976). Estudio Geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente. *Primer Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Actas 1: B39–B56.

Hervé, F. (1984). Rejuvenecimiento de edades radiométricas y el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui. *Com Dep Geol Univ Chile* 35,107-116.

Hervé, F., Pankhurst, R., Drake, R., Beck, M. y Mpodozis, C. (1993). Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysén, Southern Chile. *Earth Planet Science Letter*, 120,375–386.

Hervé, F., Pankhurst, R., Drake, R. y Beck, M. (1995). Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén Chile. *Journal of South America Earth Science*, 8,33–46.

Hervé, F., Demant, A., Ramos, V., Pankhurst, R. y Suárez, M. (2000). “The Southern Andes”. En Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, Filho A, Campos DA (eds) *Tectonic evolution of South America*, pp 605–634.

Hervé, F. y Fanning, C. (2001). Late Triassic detrital zircons in metaturbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 28(1),91–104.

Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. (2001). Extension and basin formation in the southern Andes caused by increases convergence rate: a Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20,308-324.

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T. y Bataille, K. (2008). First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe- Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the Southern Andes. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.014.

Lara, L., Lavenu, A., Cembrano, J. y Rodríguez, C. (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5 S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1),70-86.

López-Escobar, L., Killian, R., Kempton, P. y Tagiri, M. (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20(1),35-55.

Lastras, G., Amblas, D., Calafat, A. M., Canals, M., Frigola, J., Hermanns, R. L., ... Rayo, X. (2013). *Landslides Cause Tsunami Waves: Insights From Aysén Fjord, Chile*. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(34), 297–298.

Mella, M. (2008). Petrogenesis of the Yate Volcanic Complex (42°30'S), Southern Andes, Chile. PhD Thesis, *Institute of Geosciences*, University of Sao Paulo, Brazil.

Mella, M. (2012). Mapa preliminar de peligros volcánicos, Volcán Yate. Escala 1:75.000

Mella, M. (2013). Mapa preliminar de peligros volcánicos, Volcán Apagado. Escala 1:50.000.

Mella, M. (2013). Mapa preliminar de peligros volcánicos, Volcán Hornopirén. Escala 1:50.000.

Mella, M. (2013). Apagado Volcano scoria cono (Southern Andes, 42°S): a basaltic Plinian eruption at 2,480 yB.P. *Bolletino di Geofisica teorica ed applicata*, 54(2),178- 181.

Molina, C. (2016). Análisis de susceptibilidad de remociones en masa en las costas del fiordo Comau, X Región, Chile. *Santiago de Chile: Memoria de Título de Geología, Universidad de Chile*.

Mpodozis, C. & Ramos, V. (1989). "The Andes of Chile and Argentina", en Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. and Reinemud, J.A. (Ed.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, v. 11, 59-90.

Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C. (2000). The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, 27(2),177–203.

Naranjo, J. y Stern, C. (2004). Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30' -45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 31(2),225-240.

Ordóñez, O. (2000). Rocas en Zonas de Falla. *DYNA* 129, 71 – 76.

Pankhurst, J., Hervé, F., Rojas, F. y Cembrano, J. (1992). Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42°-42°30'S). *Tectonophysics* 205,673–694.

Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F. y Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal Geological Society*, 156,673–694.

Parada, M., Godoy, E., Hervé, F. y Thiele, R. (1987). Miocene calcalkaline plutonism in the Chilean Southern Andes. *Revista Brasileira de Geociencias* 17(4),450–455.

Porter, S. (1981). Pleistocene glaciation in the southern lake District of Chile. *Quaternary Research* 6,100-126.

Santibáñez, S. F. (2017). Inversión del desplazamiento cosísmico del terremoto de Iquique Mw 8.2 del 2014 usando datos de tsunami y estudio de la amenaza tsunamigénica en el norte de Chile. *Universidad de Chile, Santiago, Chile*.

Servicio Nacional de Geología y Minería – Bureau de Recherches Geologiques et Minières (Sernageomin-BRGM). Carta metalogénica de la Xa Región Sur. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería – Bureau de Recherches Geologiques et Minières, 1995, 4 Tomos, 10 v. (Informe Registrado: IR-95-05).

SERNAGEOMIN (2013). Geología para el Ordenamiento Territorial y la Gestión Ambiental en el área de Iquique - Alto Hospicio. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-13,-53 41 p., 5 mapas diferentes escalas 1:100.000. Santiago.

Somoza, R. (1998). Updates Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211-215.

Stern, C. (1989). Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, 16, 145-162.

Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2),161-206.

Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M. y Skewes, M. (2007). “Chilean volcanoes”. En Moreno, T. & Gibbons, W. (Ed.), *The Geology of Chile*. Santiago, Chile: The Geological Society.

Thiele, R., Hervé, F., Parada M., Godoy, E. (1986). The Liquiñe-Ofqui megafault at the Reloncaví Fiord (41°30'S), Chile. *Comunicaciones Dep Geol Univ Chile* 46,3–15

Trigo, T. (2007). *Influencia de la Amplificación Local de las Ondas Sísmicas y la Interacción SueloFundación en el Puente Marga*. Memoria de título. Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Tsige, M. y García-Flórez, I. (2006). Propuesta de clasificación geotécnica del "Efecto Sitio" de las formaciones geológicas de la región de Murcia. *Geogaceta*, 40,39-42.

USGS. (2003). Earthquake probabilities in the San Francisco Bay region: 2002–2031. *Open File Rep. 03-214*.

Vargas Easton, G., Inzulza Contardo, J., Pérez Tello, S., Ejsmentewicz Cáceres, D., & Jiménez Yáñez, C. (2018). ¿Urbanización fallada? La Falla San Ramón como nuevo escenario de riesgo sísmico y la sostenibilidad de Santiago, Chile.

Watt, S. F., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., & Mather, T. A. (2009). Landslide and tsunami hazard at Yate volcano, Chile as an example of edifice destruction on strike-slip fault zones. *Bulletin of volcanology*, 71(5), 559.

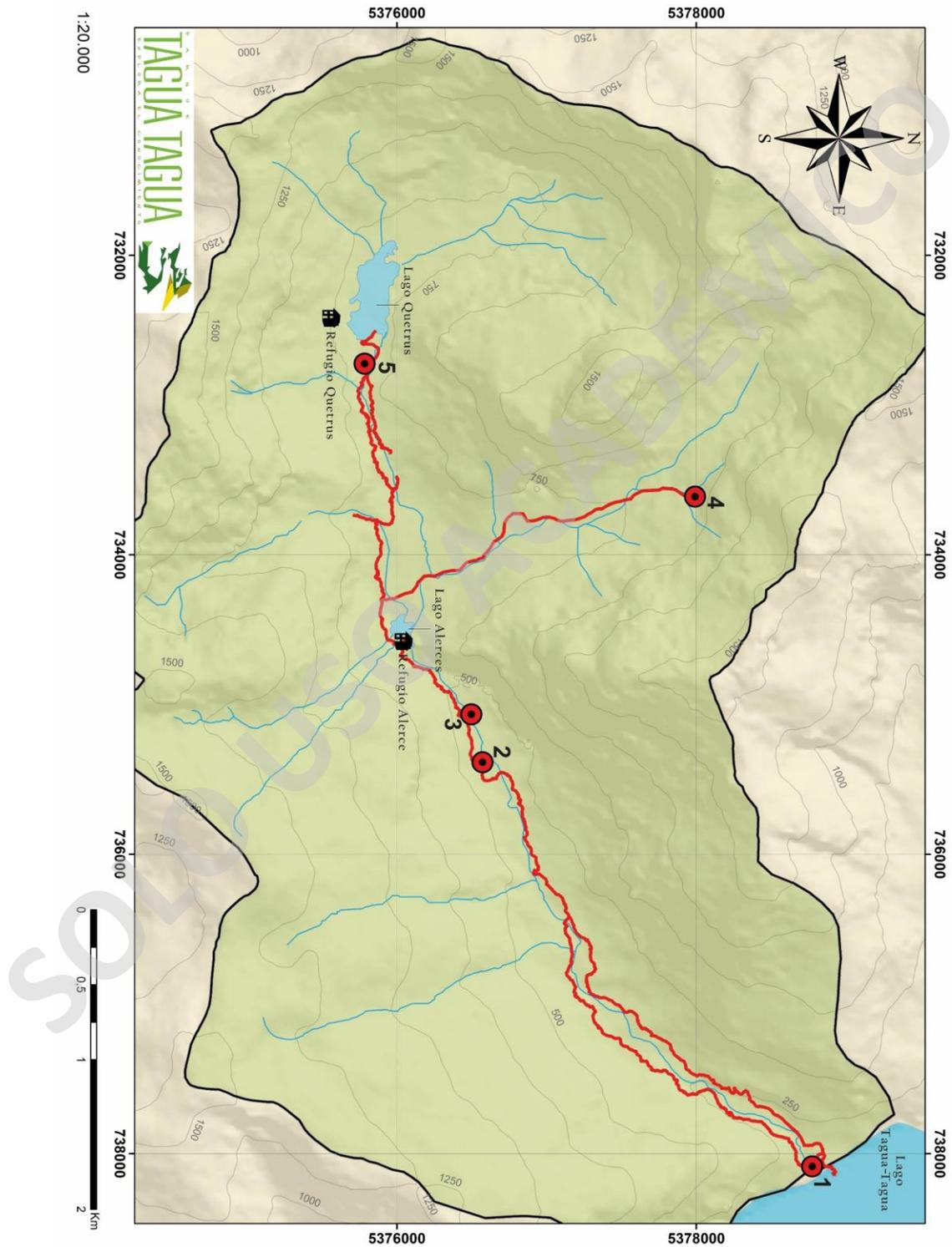
Watt, S., Pyle, D., Naranjo, J., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T. y Moreno, H. (2011). Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42°S), southern Chile. *Quaternary International* 246,324-343.

Wells, D.L. and Coopersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture area and surface displacement. *Bulletin Seismological Society of America*, 84,974-1.002.

SOLO USO ACADÉMICO

## 8. ANEXOS

### 8.1 MAPA DEL PARQUE TAGUA (Elaboración propia)



## LEYENDA

-  Lagos
-  Parque Tagua Tagua

## SITIOS DE INTERÉS GEOLOGICO

-  **1** Salto Tagua Tagua
-  **2** 4 puentes – helipuerto
-  **3** Bloque caído
-  **4** Valle Norte
-  **5** Lago Quetrus

## SIMBOLOGÍA

-  **1** Sitio de Interés Geológico
-  Refugio
-  Red Hídrica
-  Curvas de nivel
-  750 Cota m s.n.m

## 8.2 DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

Código de la muestra	<i>M.A.R - 03</i>			
Minerales	%	Forma de los cristales	Tamaño de los cristales	Observaciones
Plagioclasa	45	subhedrales	0,4-2,5	Comunmente se observan cristales zonados.
Cuarzo	20	anhedral	0,3-4,0	Ocasionalmente con extinción ondulosa.
Biotita	15	anhedrales	0,4-1,6	Cristales fragmentados, alterados parcialmente en sus bordes a epidota, y en menor medida a clorita.
Opacos	8	subhedrales	0,1-0,4	Frecuentemente como cúmulos y/o asociados espacialmente a biotitas. De forma menos frecuente se observan como cristales aislados.
Epidota	5	anhedrales	0,9-2,3	Presente en bordes de biotitas y ocasionalmente como cristales aislados
Clorita	4	anhedrales	0,1-0,2	Presente en bordes de biotitas.
Sericita	2	anhedral	<0,1	Reemplazando parcialmente a plagioclasas entre sus maclas.
Circón	1	euedral	0,3	Se presentan de forma aislada y con muy poca frecuencia
<b>TEXTURAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS</b>				
<p>Las biotitas presentan bordes de reacción y son reemplazadas parcialmente por epidota y clorita.</p> <p>Además existen zonas en las que se observa textura consertal, en donde grandes cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita están soportados por pequeños cristales de biotita, epidota y cuarzo con extinción ondulosa. Finalmente, de forma menos común, se observa textura poikilítica en donde oico-cristales de plagioclasa incluyen cada-cristales más pequeños de cuarzo.</p>				
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	<b>Tonalita de biotita</b>			

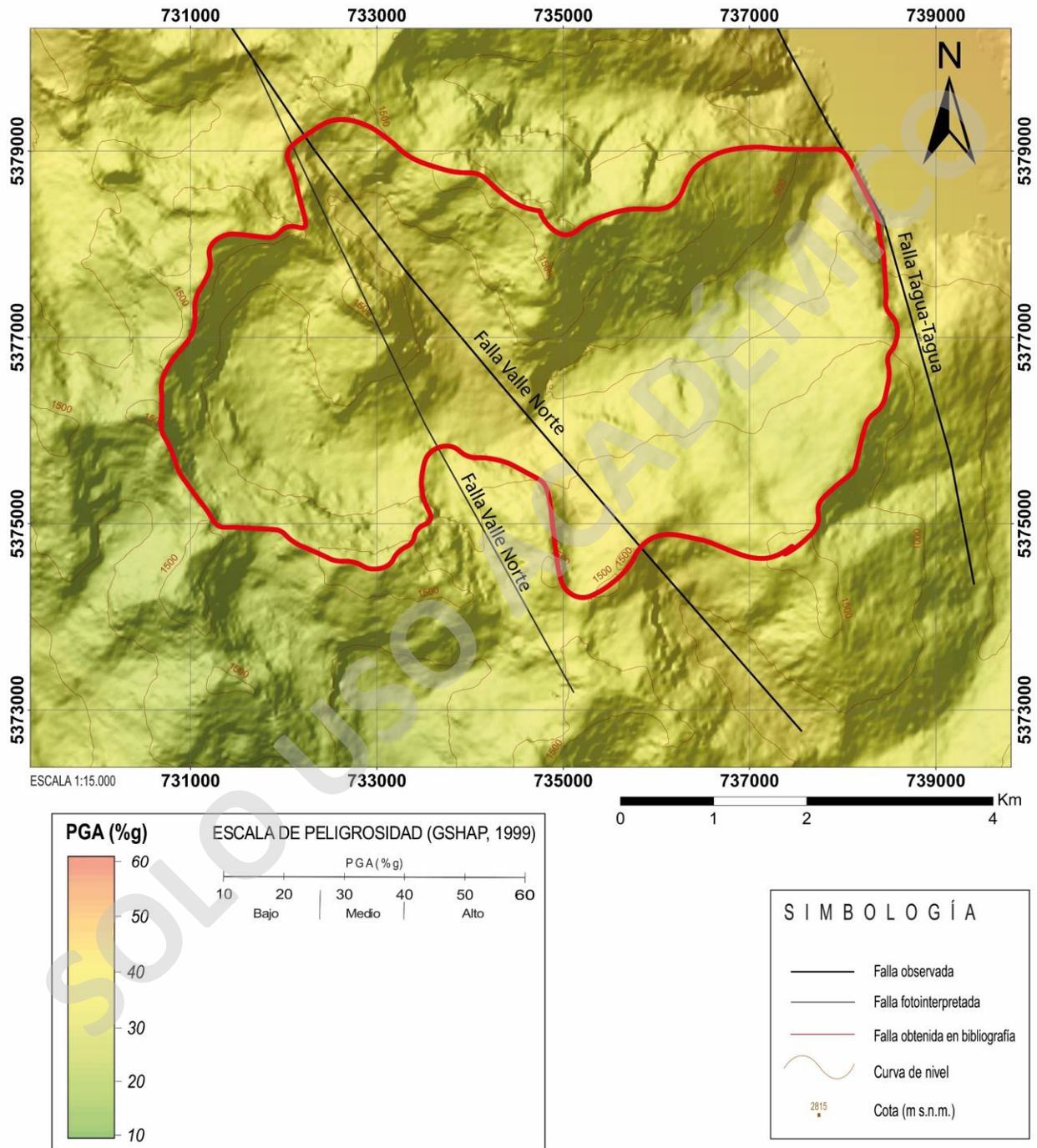
Código de la muestra	<i>M.A.R - 07</i>			
Minerales	%	Forma de los cristales	Tamaño de los cristales	Observaciones
Cuarzo	40	anhedral	0,3-0,5 mm, ocasionalmente >2 mm	Se presenta como un mosaico de cristales con bordes suturados y extinción ondulosa.
Plagioclasa	30	subhedrales (grandes) - anhedrales (pequeños)	Dos modas, 0,3-0,7 mm y 2-3 mm	No se observan cristales zonados y presentan texturas de desequilibrio.
Clorita	10	anhedrales	0,2-3	Reemplazando a biotitas casi en su totalidad.
Opacos	10	subhedrales	0,1-0,5	Se distribuyen de forma homogénea en la roca, aunque tienden a formar cúmulos cerca de cloritas.
Biotita	5	anhedrales	<0,1	Se presentan como zonas relictas en cloritas
Sericita	5	anhedral	<0,1	Reemplazando parcialmente plagioclasas, en vetilla de 1 mm de espesor y diseminada.
<b>TEXTURAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS</b>				
Roca fanerítica de grano fino, compuesta principalmente por cuarzo y plagioclasa. De forma aislada se presentan biotitas de mayor tamaño reemplazadas casi en su totalidad por clorita. Además de presentan ocasionalmente cristales grandes de Plg y Qz alterados por sericita, así como también se observan vetillas de este último mineral.				
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	<b>Tonalita de biotita</b>			

Código de la muestra	<i>M.A.R - 11</i>			
Minerales	%	Forma de los cristales	Tamaño de los cristales	Observaciones
Biotita	40	subhedrales-anhedrales	0,5-2,5	Presentan marcada extinción a puntitos y textura poikilítica, ya que poseen cada-cristales de cuarzo.
Cuarzo	30	anhedrales	0,1-0,5	Cristales pequeños rellenando espacios entre y biotitas.
Plagioclasa	25	anhedrales	0,2-2	Cristales fragmentados rellenando espacios entre biotitas
Opacos	5	anhedrales	0.1-2,5	Distribución homogénea en la roca y ocasionalmente cristales más grandes con textura poikilítica (incluyendo cuarzos).
<b>TEXTURAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS</b>				
Enclave rico en biotitas, las cuales tienen textura poikilítica, incluyendo cuarzos pequeños dentro de estas. Entre los cristales grandes de biotita se observan cuarzos y plagioclasas < 5mm.				
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	<b>Tonalita de biotita</b>			

Código de la muestra		M.A.R - 12		
Minerales	%	Forma de los cristales	Tamaño de los cristales	Observaciones
Plagioclasa	60	euhedral-subhedral	0,1-0,5	Corresponden a microlitos de plagioclasa orientados de forma aleatoria.
Hornblenda	25	anhedral-subhedral	<0,4	Entre intersticios de microlitos de plagioclasa
Clorita	10	anhedral	<0,3	Como bordes de reacción en hornblendas
Opacos	4	anhedral-subhedral	<1	Se distribuyen de forma homogénea en la roca
Cuarzo	<1	anhedral	1-2,5	Cristales aislados
<b>TEXTURAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS</b>				
Roca de textura afanítica, compuesta por microlitos de plagioclasa y hornblendas. Estas últimas se presenta con formas anhedrales entre espacios triangulares entre plagioclasas y ocasionalmente con bordes de reacción.				
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Tonalita de biotita</b>		

Código de la muestra	M.A.R - 14			
Minerales	%	Forma de los cristales	Tamaño de los cristales	Observaciones
Plagioclasa	55	anhedral-subhedral	0,3-2	Se presentan en ocasiones como cristales acumulados euhedrales de tamaños >1 mm, algunos de ellos con alteración a sericita y cortados por vetillas de calcita. Los cristales más pequeños se encuentran rellenando espacios entre hornblendas de gran tamaño.
Hornblenda	25	anhedral-subhedral	0,5-5	Generalmente se presentan como cristales de gran tamaño, anhedral con textura poikilitica, en donde se incluyen cristales más pequeños de hornblenda. De forma menos frecuente se encuentran con bordes de reacción alterándose a clorita.
Clorita	9	anhedral	<1	Alterando en bordes de hornblendas
Opacos	5	anhedral-subhedral		Se distribuyen de forma homogénea en la roca
Calcita	4	anhedral	<1	Se presenta entre maclas de plagioclasas y como cristales entre cavidades desarrolladas en hornblendas
Sericita	2	anhedral		Se presenta diseminada y entre las maclas de cristales de plagioclasa
<b>TEXTURAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS</b>				
<p>Corresponde a una roca con textura fanerítica de grano grueso, compuesta principalmente por plagioclasas y hornblendas. Destaca la ausencia de cuarzo en su mineralogía y ocasionalmente muestra bordes de reacción y textura poikilitica</p>				
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	<b>Gabro de hornblenda</b>			

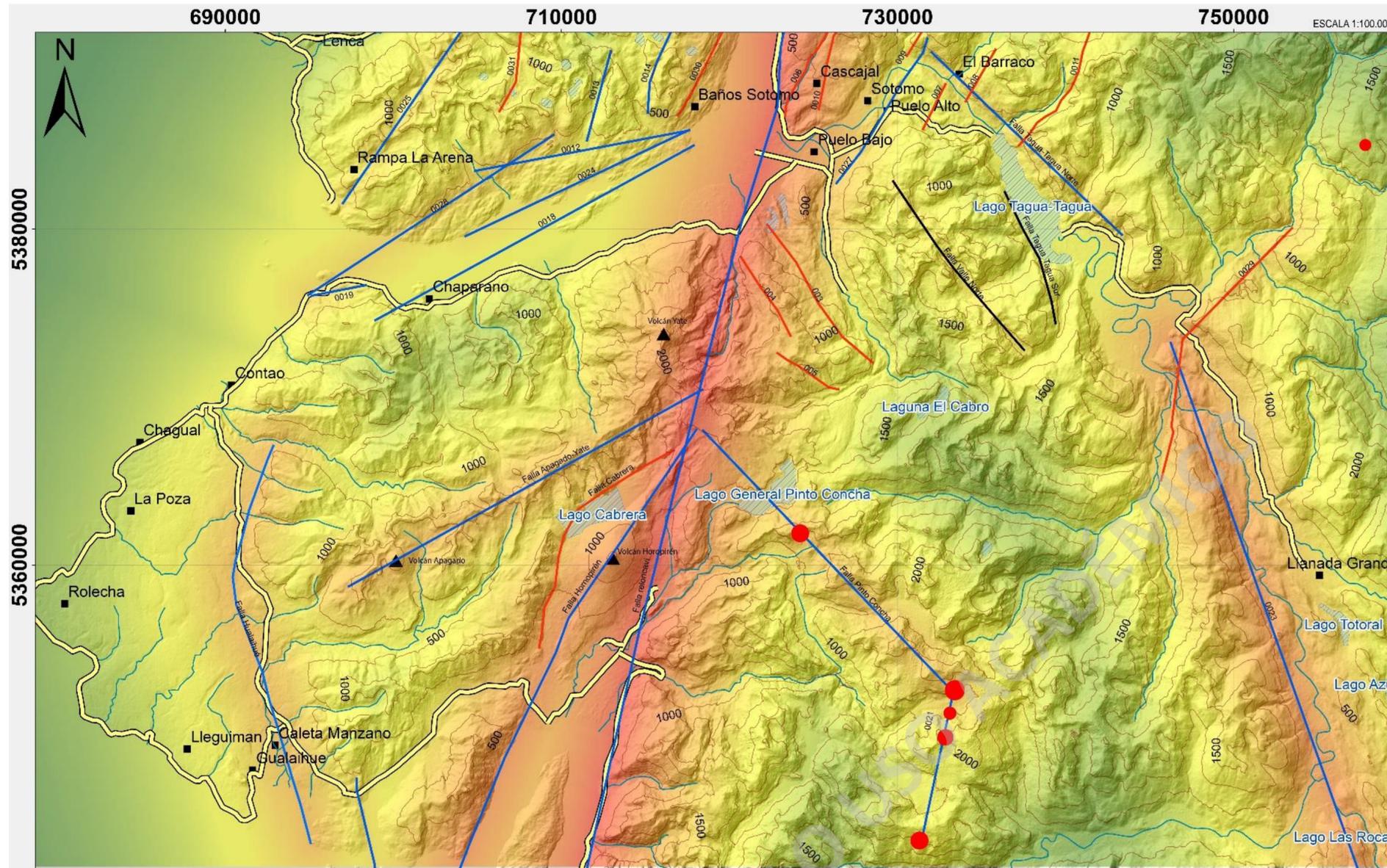
### 8.3 MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA DEL PARQUE TAGUA-TAGUA



8.4 MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

ACELERACIONES HORIZONTALES MÁXIMAS (PGA) ASOCIADAS A LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI EN LA PENÍNSULA DE HUALAIHUÉ

LEYENDA



**ANTECEDENTES GENERALES**

Debido a la carencia de acelerogramas para eventos corticales en el área de estudio, se utilizó la ley de atenuación propuesta por Ambraseys & Douglas (2003) para el cálculo de la aceleración sísmica horizontal (PGA), debido a que se ajusta correctamente a distancias cercanas a la fuente sísmica, reproduciendo de mejor forma el movimiento del terreno en el campo cercano (<15 km). A partir de la longitud de la ruptura superficial, asumida como equivalente a la longitud de la traza de cada una de las fallas se calculó la magnitud máxima esperada según las regresiones logarítmicas propuestas por Wells & Coppersmith (1984), y con esto, a su vez, se calculó la PGA, medida como porcentaje de la aceleración gravitacional (%g) según como sigue:

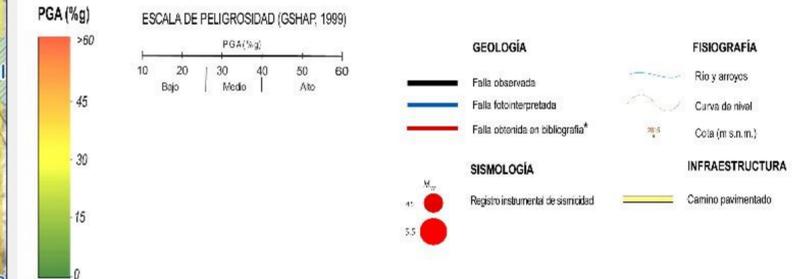
$$\text{Log PGA} = b_1 + b_2 M_s + b_3 d + b_4 S_A + b_5 S_s$$

Donde  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$ ,  $b_4$  y  $b_5$  son constantes establecidas según el tipo de falla.  $M_s$  es la magnitud superficial,  $d$  es la distancia a la proyección en superficie del plano de ruptura,  $S_A$  y  $S_s$  toman valores de 1 o 0 según el tipo de terreno. En la presente cartografía, debido a la falta de datos Vs30 en el área de estudio, el suelo se clasificó en suelo suave ( $S_s=1$  y  $S_A=0$ ), suelo rígido ( $S_s=0$  y  $S_A=1$ ) y roca ( $S_s$  y  $S_A=0$ ) según la pendiente del terreno.

Orientación	Nombre	Longitud (km)	Mw	PGA máx. (%g)	PGA (%g) a distintas distancias (km)										
					5 Km	10 Km	15 Km	20 Km	25 Km	30 Km	35 Km	40 Km	45 Km	50 Km	55 Km
NW-SE	Falla Vaino Norte	12,84	6,27	43,03	64,08	48,72	37,24	28,15	21,41	16,78	12,86	9,41	7,19	5,44	4,14
	001	12,37	6,26	41,14	60,65	45,34	34,79	26,37	20,16	15,48	11,77	8,95	6,81	5,18	3,94
	004	5,44	5,93	33,28	52,40	38,84	30,29	23,03	17,51	13,32	10,12	7,70	5,85	4,45	3,38
	005	4,40	5,83	33,68	49,85	36,44	28,78	21,26	16,51	12,56	9,34	7,15	5,25	3,97	2,92
	Falla Ffido	21,54	6,63	46,86	72,33	55,00	41,82	31,73	24,17	18,38	13,97	10,63	8,08	6,14	4,57
NNW-SSE	Falla Tagua-Tagua Norte	15,80	6,47	45,36	67,27	51,76	38,89	29,57	22,48	17,09	13,00	9,88	7,51	5,71	4,34
	Falla Tagua-Tagua Sur	8,55	6,16	39,27	58,25	44,25	33,88	25,63	19,47	14,80	11,25	8,55	6,51	4,95	3,76
	006	15,76	6,46	45,15	66,76	50,90	38,20	29,15	22,17	17,07	12,91	9,88	7,48	5,68	4,32
	008	32,50	6,91	55,86	83,37	62,48	47,67	36,23	27,55	20,98	15,91	12,19	9,20	6,99	5,32
	Falla	24,80	6,30	50,48	74,84	56,90	43,26	32,84	25,08	19,07	14,46	10,99	8,36	6,35	4,83
NNE-SSW	Falla	10,30	6,26	41,14	60,67	45,36	34,79	26,37	20,16	15,48	11,77	8,95	6,81	5,18	3,94
	007	5,12	5,65	30,97	46,02	34,59	26,90	20,27	15,17	11,09	8,09	6,16	4,51	3,39	2,59
	008	5,68	5,74	32,30	47,81	36,56	27,64	21,23	15,98	11,75	8,74	6,70	5,06	3,86	2,90
	009	7,18	5,99	30,12	44,08	34,06	26,77	20,54	14,60	11,14	8,16	6,16	4,66	3,49	2,68
	002	6,17	6,01	34,62	54,37	41,34	31,43	23,80	18,17	13,83	10,30	7,89	6,07	4,62	3,52
	001	10,85	6,28	41,52	61,61	46,84	35,52	27,08	20,59	15,02	11,00	8,32	6,08	4,53	3,36
	003	5,61	5,95	35,61	52,78	40,13	30,51	23,20	17,61	13,42	10,20	7,75	5,89	4,48	3,41
	004	12,85	6,97	43,30	64,09	48,77	37,28	28,17	21,42	16,28	12,38	9,11	7,15	5,41	4,14
	Falla	65,21	7,38	63,11	95,77	71,90	54,21	41,22	31,34	23,89	18,17	13,77	10,47	7,98	6,06
	005	41,26	6,95	56,71	84,14	61,96	46,04	34,79	26,72	20,18	15,16	11,46	8,80	6,74	5,12
NE-SW	001	9,68	6,23	40,57	60,26	45,02	34,84	26,49	20,14	15,41	11,64	8,85	6,74	5,12	3,88
	002	15,25	6,45	44,54	67,14	50,72	38,57	29,32	22,29	16,96	12,86	9,80	7,45	5,66	4,32
	007	9,37	6,21	40,19	59,52	44,25	34,11	26,15	19,89	15,12	11,50	8,74	6,65	5,05	3,84
	003	10,30	6,54	46,86	69,35	52,77	40,20	30,48	23,18	17,62	13,10	10,19	7,75	5,89	4,48
	004	15,20	6,67	45,36	67,17	51,07	38,89	29,52	22,45	17,07	12,96	9,87	7,50	5,76	4,34
	001	11,30	6,52	40,19	60,69	47,62	36,24	27,56	20,55	15,91	12,11	9,21	7,03	5,30	4,08
	002	13,11	6,38	43,15	64,38	48,96	37,22	28,33	21,52	16,36	12,44	9,45	7,19	5,47	4,16
	003	14,85	6,71	43,85	67,12	50,83	37,24	28,14	21,15	15,97	12,00	9,00	6,82	5,25	4,00
	004	13,19	6,70	43,70	65,02	49,66	37,21	28,11	21,01	15,87	11,92	9,06	6,80	5,21	3,98
	Falla	74,19	6,89	50,25	74,93	58,51	42,97	32,67	24,81	18,89	14,36	10,92	8,33	6,31	4,80
004	15,31	6,44	44,74	66,45	51,18	38,43	29,21	22,21	16,98	12,84	9,76	7,47	5,64	4,26	
008	17,23	6,53	46,64	69,08	52,12	39,44	30,15	22,68	17,26	13,41	10,15	7,77	5,87	4,46	
Falla	35,50	6,46	45,15	67,67	50,92	38,71	29,43	22,18	17,02	12,94	9,84	7,48	5,68	4,32	

Tabla 1. Listado de estructuras y de las aceleraciones horizontales (PGA) asociadas a sismos originados en cada una de ellas.

SIMBOLOGÍA



**Referencias bibliográficas**

Ambraseys, M. & Douglas, J. (2003). Near-field horizontal and vertical seismic ground motions. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 23, 1-16.

Ciudad, P. (2003). Topografía, hidrografía, geología y recursos geográficos de la Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa de Recursos Minerales de Chile. No. 0, 2ª p., escala 1:500.000. Santiago.

Stanton, J., Gumbel, G., Shedden, K. W. and Zhang, A. (1999). The GSI-400 global seismic hazard map. Ann. Geophys. 42(5), 1223-1230.

Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1984). New empirical relations among magnitude, rupture length, rupture area and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, 74, 1815-1827.

**Referencia geodésica**

Proyección UTM, Zona 18 Sur, Datum ODA 1962.

**UNIVERSIDAD MAYOR**

---

**SUSCEPTIBILIDAD SÍSMICA DEL PARQUE TAGUA-TAGUA Y LA ZONA NORTE PENÍNSULA DE HUALAIHUÉ**

REGIÓN DE LOS LAGOS

---

ACELERACIONES HORIZONTALES MÁXIMAS (PGA) ASOCIADAS A LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI EN LA PENÍNSULA DE HUALAIHUÉ.

Escala 1:100.000

CAROLINA CUMARRO CALVO/2019

**UNIVERSIDAD MAYOR**  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
2019