



ILUSTRE MUNICIPALIDAD DE ANCUD

**PLAN REGULADOR COMUNAL DE ANCUD
REGIÓN DE LOS LAGOS**

ESTUDIO DE RIESGOS

ABRIL, 2013

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1. Introducción	7
1.1 Ubicación Área de Estudio.....	7
1.2 Objetivo.....	7
1.3 Alcance y Limitaciones	9
1.4 Marco Jurídico	9
2. Aspectos Metodológicos.....	12
2.1 Definición del Área de Estudio.....	12
2.2 Elaboración de la línea de base geológica y geomorfológica	12
2.3 Catastro de Peligros Geológicos.....	14
2.3.1 Análisis e interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales	14
2.3.2 Catastro de Factores Condicionantes y Desencadenantes	14
2.3.3 Campaña de terreno	15
2.4 Zonificación de Susceptibilidad de Peligros Geológicos	15
2.4.1 Metodologías consideradas para el análisis de la susceptibilidad de inundación	15
2.4.2 Metodologías consideradas para el análisis de la susceptibilidad de remociones en masa.	20
3. Marco Geológico y Geomorfológico.....	23
3.1 Marco Geodinámico.....	23
3.2 Marco Geomorfológico.....	24
3.3 Marco Geológico.....	30
3.3.1 Rocas Estratificadas	30
3.3.2 Intrusivos.....	30
3.3.3 Depósitos No Consolidados.....	30
4. Inventario y Diagnóstico de Peligros Geológicos.....	35
4.1 Inventario procesos de remoción en masa registrados en el área de estudio	35
4.1.1 Deslizamientos gatillados por el terremoto de 1960 en la ciudad de Ancud (Galli & Sánchez, 1960).....	35
4.1.2 Remociones en Masa en el área urbana de Puerto Montt (SERNAGEOMIN, 2008).....	35
4.1.3 Caída de bloques en el litoral de Huicha, al noroeste de Ancud (41.8° S/73.9° W) (Lara, 2007)	36
4.2 Inventario de inundaciones terrestres (Desbordes de Cauces y Anegamientos).....	37
4.3 Inventario de inundaciones litorales por maremotos	39
4.4 Inventario de sismos y terremotos registrados en el área de estudio	41
4.4.1 Antecedentes Históricos	41
4.4.2 Sismos registrados por la red sismológica mundial.	45
4.5 Principales fuentes sísmicas reconocidas en el área de estudio.	47
4.5.2 Estudios previos del Peligro Sísmico en el área de estudio.....	47
4.6 Inventario de volcanes y erupciones históricas y prehistóricas registradas en el área de estudio	50
4.6.1 Volcán Puntagudo.....	50
4.6.2 Cordón Los Cenizos	50
4.6.3 Volcán Cayutué – La Viguería	57
4.6.4 Volcán Osorno	57

4.6.5	Volcán Calbuco.....	57
4.6.6	Cuernos el Diablo	58
4.6.7	Volcán Yate.....	59
4.6.8	Volcán Hornopirén	59
4.6.9	Volcán Hualaihué o Apagado.....	59
4.6.10	Volcán Huequi.....	59
4.6.11	Diagnóstico General del Peligro Volcánico Inventariado.....	60
5.	Diagnóstico y Zonificación de Susceptibilidad a los Peligros Geológicos que pueden afectar el área de estudio.....	61
5.1	Peligros No Zonificables	61
5.1.1	Peligro Sísmico	61
5.1.2	Peligro Volcánico	61
5.2	Peligros Zonificables.....	67
5.2.1	Peligro de Inundaciones Terrestres y Flujos de Detritos o Barro	67
5.2.2	Peligro de Inundación por Maremoto	72
5.2.3	Peligro de Remociones en Masa	75
6.	Síntesis de los Peligros Geológicos Analizados en el área de estudio	80
7.	Recomendaciones	83
8.	Referencias Citadas en el Texto	87
ANEXO A	Definiciones Usadas en este informe.....	92
ANEXO B	Descripción Peligros Geológicos Analizados	94
B.1	Procesos Internos o Endógenos de la Tierra	94
B.2	Procesos Exógenos o Externos de la Tierra	103

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA N° 1-1 Ubicación del área de estudio	8
FIGURA N° 2-1 Diagrama de flujo del trabajo realizado	13
FIGURA N° 2-2 Recorrido realizado durante la visita a terreno.	18
FIGURA N° 2-3 Análisis de la peligrosidad de inundaciones o inundabilidad	19
FIGURA N° 2-4 Procedimiento general para la realización de un estudio de amenaza por movimientos en masa.	21
FIGURA N° 3-1 Vista en 3D donde se representa el marco geodinámico, se aprecia la Dorsal de Juan Fernández y el lugar donde es subductada frente a los 33° S. La línea verde señala la fosa, lugar donde subducta la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, las flechas muestran las direcciones y velocidades de convergencia entre ambas placas.....	24
FIGURA N° 3-2 Segmentación Andina	25
FIGURA N° 3-3 Carta de elevaciones de Ancud.....	26
FIGURA N° 3-4 Carta de elevaciones de Chacao	27
FIGURA N° 3-5 Carta de pendientes de Ancud	28
FIGURA N° 3-6 Carta de pendientes de Chacao.....	29
FIGURA N° 3-7 Mapa Geológico de Ancud	33
FIGURA N° 3-8 Mapa Geológico de Chacao.....	34
FIGURA N° 4-1 Fotografía previa a 1960 en la que se observa el nivel aterrazado donde se ubicaba la antigua Intendencia y la Catedral, cuyo borde fue afectado por deslizamientos gatillados por el terremoto de 1960.....	36
FIGURA N° 4-2 Caída de bloques en el acantilado de Huicha, cerca de Ancud	37
FIGURA N° 4-3 Mapa inventario de peligros geológicos de la ciudad de Ancud	40
FIGURA N° 4-4 Terremotos de subducción históricos con magnitud estimada y calculada mayor a 7.2, y sus áreas de ruptura. En línea continua las zonas de ruptura bien identificadas, en línea discontinua las zonas de ruptura inferidas a partir de datos históricos.	43
FIGURA N° 4-5 Área de ruptura (encerrado en elipse roja) e intensidad de daño observada para los terremotos de: 1575 (M 8.5), 1737 (M 7.5-8.0), 1837 (M 8.0) y 1960 (M 9.5).....	44
FIGURA N° 4-6 Sismicidad cortical registrada al ste y sureste del área de estudio con soluciones de mecanismos focales a lo largo del experimento de Lange, <i>et al.</i> (2008)	45
FIGURA N° 4-7 Mapa regional con la sismicidad dominante del área de estudio.....	46
FIGURA N° 4-8 Mapa de fallas activas del área de estudio.....	49
FIGURA N° 4-9 Mapa General de la Zona Volcánica Sur.....	51
FIGURA N° 4-10 Centros volcánicos cercanos al área de estudio	52
FIGURA N° 4-11 Episodio eruptivo del volcán Calbuco ocurrido entre el 25 de Enero al 9 de Marzo de 1961.....	58
FIGURA N° 5-1 Patrón de vientos, para el Volcán Yate a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °	64
FIGURA N° 5-2 Patrón de vientos, para el Volcán Hornopirén a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °.....	64
FIGURA N° 5-3 Patrón de vientos, para el Volcán Hualaihué a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °.....	65

FIGURA N° 5-4 Patrón de vientos, para el Volcán Huequi a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °.....	65
FIGURA N° 5-5 En la figura A y B se muestran los mapas Isopacas de 10 cm y las Isopletras de los volcanes Apagado, Hornopirén y Yate.....	66
FIGURA N° 5-6 Mapas de Isopacas de 10 cm de los volcanes Calbuco y La Viguera.....	66
FIGURA N° 5-7 Estadística Mensual de Precipitación y Temperatura.....	68
FIGURA N° 5-8 Zonas de susceptibilidad de inundaciones Ancud.....	70
FIGURA N° 5-9 Zonas de susceptibilidad de inundaciones Chacao.....	71
FIGURA N° 5-10 Zonas de susceptibilidad de inundación por maremoto de Ancud.....	73
FIGURA N° 5-11 Zonas de susceptibilidad de inundación por maremoto de Chacao	74
FIGURA N° 5-12 Frecuencia de deslizamientos en función de la pendiente del terreno	76
FIGURA N° 5-13 Zonas de susceptibilidad de remociones en masa de Ancud.....	78
FIGURA N° 5-14 Zonas de susceptibilidad de remociones en masa de Chacao.....	79
FIGURA N° 6-1 Mapa de síntesis de peligros geológicos del área de estudio relativo a susceptibilidad de inundación y remociones en masa en Ancud.....	81
FIGURA N° 6-2 Mapa de síntesis de peligros geológicos del área de estudio relativo a susceptibilidad de inundación y de remociones en masa en Chacao	82

ÍNDICE DE CUADROS

CUADRO N° 1-1 Cuadro de homologación “áreas de riesgo” según el artículo 2.1.17 del OGUC	11
CUADRO N° 2-1 Resumen Peligros Geológicos a ser estudiados y su escala de trabajo	17
CUADRO N° 4-1 Catastro de inundaciones terrestres.....	38
CUADRO N° 4-2 Inventario de inundaciones litorales por maremotos	39
CUADRO N° 4-3 Registro histórico de los más grandes sismos interplaca ocurridos en la zona de estudio	42
CUADRO N° 4-4 Datos de terremotos de magnitud superior a 7.0 ocurridos en la zona.	42
CUADRO N° 4-5 Registro de principales erupciones volcánicas históricas.....	53
CUADRO N° 5-1 Escenarios eruptivos considerados para los distintos volcanes. VEI: índice de explosividad volcánica	62
CUADRO N° 5-2 Registro pluviométrico mensual promedio de la estación meteorológica de Puerto Montt – El Tepual (41° 25' S, 73° 05' W, 85 msnm) y Ancud – Pupelde (41° 54' S, 73° 48' W, 110 m.s.n.m).....	68
CUADRO N° 5-3 Factores característicos para la identificación las remociones en masa	75
CUADRO N° 5-4 Clasificación preliminar del territorio frente a potenciales movimientos de ladera..	77
CUADRO N° 7-1 Criterios utilizados para definir la zonificación de susceptibilidad y la zonificación urbana recomendada para cada caso	85
CUADRO N° 8-1: Escala de grados de maremotos según Inamura (1942, 1949).....	108
CUADRO N° 8-2: Escala de grados de maremoto según lida (1963).....	109
CUADRO N° 8-3 Escala de grados de maremoto según Inamura e lida; transcrita por Wiegel (1970)	109

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO A	Definiciones Usadas en este informe.....	92
ANEXO B	Descripción Peligros Geológicos Analizados	94
B.1	Procesos Internos o Endógenos de la Tierra	94
B.2	Procesos Exógenos o Externos de la Tierra	103

ÍNDICE DE PLANOS FUERA DE TEXTO

PLANO N°1: Mapa Geológico de Ancud, Escala 1:10.000.
PLANO N°2: Mapa Síntesis de Peligros Geológicos de Ancud. Escala 1:10.000.
PLANO N°3: Mapa Geológico de Chacao. Escala 1:5.000.
PLANO N°4: Mapa Síntesis de Peligros Geológicos de Chacao. Escala 1:5.000.

1. INTRODUCCIÓN

La Secretaría Regional Ministerial de Vivienda y Urbanismo Región de Los Lagos ha adjudicado a INFRACON S.A. la actualización del Plan Regulador Comunal de Ancud, en el marco del proyecto "Adecuación Estudios Previos Actualización Plan Regulador Comunal de Ancud". Como parte de este proceso se elabora un estudio de riesgo de sismos, volcanismo, remoción en masa, inundación por desborde de cauces y canales para el área urbana de la comuna con el objetivo de reunir información, que sirva de base, para definir zonas de riesgo y zonas no edificables para la formulación de los respectivos instrumentos de planificación territorial (IPT).

1.1 *Ubicación Área de Estudio*

El área de estudio está ubicada en el extremo norte de la Provincia de Chiloé, entre los 41°47'S y los 41°54' Latitud Sur y los 73°30' y los 73°54' de Longitud Oeste en la V Región de los Lagos. Limita al norte con el Canal de Chacao, al sur con la comuna de Dalcahue, al oeste con el Océano Pacífico y al este con la comuna de Quemchi. (FIGURA N° 1-1). La comuna tiene definido como áreas urbanas a las localidades de Ancud y Chacao.

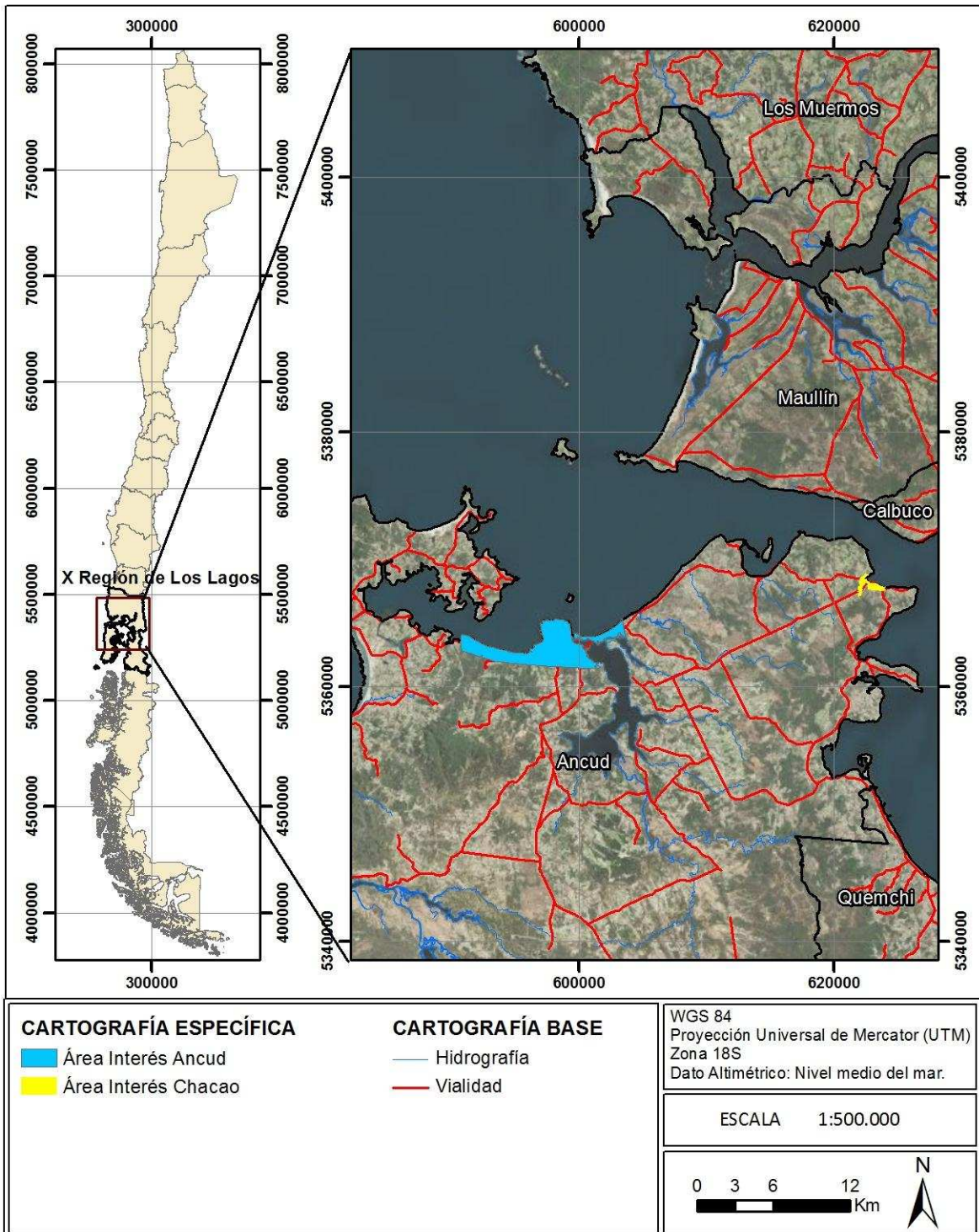
1.2 *Objetivo*

El objetivo principal de este trabajo es reconocer y delimitar las áreas de riesgos que han de ser incorporadas y/o adecuadas en la Actualización del Plan Regulador Comunal Ancud, con la finalidad de mitigar los eventuales riesgos naturales en la zona de estudio, de acuerdo a lo señalado por el artículo 2.1.17 de la Ordenanza General de Urbanismo y Construcciones, generando un estudio fundado de Riesgos Geológicos en las áreas urbanas de la comuna de Ancud.

Dentro de este estudio, como productos, se elaboran cartas de susceptibilidad de, inundaciones causadas por desbordes de ríos y activación de líneas de quebradas, inundación por maremotos, remoción en masa -en sus diferentes manifestaciones- (aluviones, derrumbes de rocas, deslizamiento de tierra, licuefacción de suelos u otros relevantes).

El objetivo específico de esta etapa del proyecto consiste en el diagnóstico de los principales peligros geológicos que pueden afectar al área de estudio, a partir de la elaboración de una línea base geológica y geomorfológica del territorio, además de un catastro, descripción y zonificación de los peligros geológicos reconocidos.

FIGURA N° 1-1 Ubicación del área de estudio



Fuente: Elaboración Propia.

1.3 Alcance y Limitaciones

Para esta etapa del trabajo se realizó una compilación de referencias bibliográficas, antecedentes históricos, revisión de fotografías aéreas, visitas técnicas a terreno y la evaluación de los distintos factores condicionantes para zonificar las áreas susceptibles a ser afectadas por un peligro geológico, de acuerdo a las definiciones presentadas en el ANEXO A “Definiciones Usadas en este informe”, a una escala 1:5.000 (considerando que la gran mayoría de la información geológica está a una escala mayor a 1:1.000.000). Se debe destacar que los resultados de este trabajo no deberían ser utilizados a una escala más detallada que la de referencia (1:5.000), ya que esto podría llevar a errores en la planificación territorial.

Por otro lado, no se llevó a cabo ningún análisis riguroso de períodos de retorno (**peligrosidad o amenaza**) o de consideraciones socio-económicas (**riesgo**), por lo que los mapas entregados corresponden a mapas de susceptibilidad y de factores condicionantes (ver las definiciones presentadas en el ANEXO A “Definiciones Usadas en este informe”).

El resultado de este estudio corresponde a mapas de factores condicionantes, principalmente morfológicos y geológicos y mapas inventarios. A partir del análisis de los anteriores, se generaron mapas de susceptibilidad para cada uno de los peligros geológicos reconocidos en la zona a escala 1:5.000.

1.4 Marco Jurídico

La Ordenanza General de Urbanismo y Construcción (OGUC), en su apartado 2.1.17 “Disposiciones complementarias” indica que: “En los planes reguladores podrán definirse áreas restringidas al desarrollo urbano, por constituir un riesgo potencial para los asentamientos humanos. Dichas áreas, se denominarán “zonas no edificables” o bien, “áreas de riesgo”, según sea el caso, como se indica a continuación:

Por “zonas no edificables”, se entenderán aquéllas que por su especial naturaleza y ubicación no son susceptibles de edificación, en virtud de lo preceptuado en el inciso primero del artículo 60° de la Ley General de Urbanismo y Construcciones. En estas áreas sólo se aceptará la ubicación de actividades transitorias.

Por “áreas de riesgo”, se entenderán aquellos territorios en los cuales, previo estudio fundado, se limite determinado tipo de construcciones por razones de seguridad contra desastres naturales u otros semejantes, que requieran para su utilización la incorporación de obras de ingeniería o de otra índole, suficientes para subsanar o mitigar tales efectos. En el marco de este informe, “áreas de riesgo” son definidas como las zonas susceptibles a ser afectadas por un peligro geológico.

De acuerdo a la OGUC, las “áreas de riesgo” se determinarán en base a las siguientes características:

1. Zonas inundables o potencialmente inundables, debido entre otras causas a maremotos o tsunamis, a la proximidad de lagos, ríos, esteros, quebradas, cursos de agua no canalizados, napas freáticas o pantanos.

De acuerdo a las definiciones utilizadas en este informe, corresponde a los peligros geológicos de inundación, ya sea continental o costera. Este tópico que se explica conceptualmente en el Anexo B.2.1 “Inundaciones Terrestres y Litorales” y el diagnóstico de estos peligros en el área de estudio es presentado en el capítulo 5.2.1 “Peligro de Inundaciones Terrestres y Flujos de Detritos o Barro”.

2. Zonas propensas a avalanchas, rodados, aluviones o erosiones acentuadas.

Corresponde a los peligros geológicos de remociones en masa (caída de bloques y flujos de barro y detritos) y los procesos litorales de erosión acentuada. Estos se explican conceptualmente en el Anexo B.2.2 “Procesos de Remoción en Masa”. El diagnóstico de estos peligros en el área de estudio se presenta en el capítulo 5.2.3 “Peligro de Remociones en Masa”.

3. Zonas con riesgo de ser afectadas por actividad volcánica, ríos de lava o fallas geológicas.

Dentro de este apartado definido por la OGUC se analizan conceptualmente los procesos endógenos internos de la tierra, descritos en el Anexo B.1.1 “Sismicidad” y Anexo B.1.2 “Volcanismo”. El diagnóstico y zonificación de estos peligros en el área de estudio se presenta en el capítulo 5.1 “Peligros No Zonificables”.

Para autorizar proyectos a emplazarse en áreas de riesgo, se requerirá que se acompañe a la respectiva solicitud de permiso de edificación un estudio fundado, elaborado por profesional especialista y aprobado por el organismo competente, que determine las acciones que deberán ejecutarse para su utilización, incluida la Evaluación de Impacto Ambiental correspondiente conforme a la Ley 19.300 sobre Bases Generales del Medio Ambiente, cuando corresponda.

Los términos utilizados en el informe, referente a los peligros geológicos estudiados, se adaptan a la normativa 2.1.17 según la homologación presentada en el CUADRO N° 1-1 .

CUADRO N° 1-1 Cuadro de homologación "áreas de riesgo" según el artículo 2.1.17 del OGUC

Peligros Geológicos Estudiados		Homologación "áreas de riesgo" artículo 2.1.17 OGUC
Peligros no zonificables a escala de PRC	Sismos	
	Procesos Volcánicos	Flujos de Piroclastos
		Caída de piroclastos
		Coladas de lava
Peligros zonificables a escala de PRC	Flujos de lahares	
	Maremoto	
	Inundación por desborde de cauces	
	Anegamiento	
	Remociones en masa	
	Retroceso de laderas	

Fuente: Elaboración propia en base a la normativa 2.1.17.

2. ASPECTOS METODOLÓGICOS

El objetivo del Estudio de Riesgos de Ancud es generar mapas de susceptibilidad para las áreas urbanas de la comuna, con el objetivo de dar cumplimiento al Artículo 2.1.17 de la OGUC. Como parte del proceso para generar los mapas de susceptibilidad, se realizaron las siguientes tareas, las que se encuentran resumidas en la FIGURA N° 2-1.

1. Definición del Estudio: Elección de la escala de trabajo y área a analizar.
2. Elaboración de una línea de base geológica y geomorfológica: El objetivo de este punto es identificar los distintos depósitos sedimentarios producto de procesos de remoción en masa e inundaciones, esto es, depósitos aluviales activos e inactivos, depósitos fluviales activos e inactivos, depósitos coluviales y las zonas de generación de coluvios.
3. Catastro de Peligros Geológicos: En esta tarea se recopilan los distintos peligros geológicos que han afectado los sectores urbanos de la comuna de Ancud y Chacao, con la finalidad de identificarlos, ubicarlos espacialmente y ordenarlos cronológicamente.
4. Catastro de Factores Condicionantes: se reúne información acerca de los factores intrínsecos (propios del medio físico) que condicionan la ocurrencia de un peligro geológico.

A partir de la línea de base geológica y geomorfológica, y el catastro de peligros geológicos se identifican los principales peligros reconocidos en el área de estudio, y a su vez, se determinan los factores condicionantes y desencadenantes de estos fenómenos. A partir de lo expuesto anteriormente, a continuación se detalla la metodología utilizada para la elaboración de cada uno de los puntos nombrados previamente.

2.1 *Definición del Área de Estudio.*

El área de análisis corresponde a las áreas urbanas definidas en el Plan Regulador Comunal previo de Ancud. La escala de análisis elegida para el desarrollo del estudio corresponde a la escala 1:5.000.

2.2 *Elaboración de la línea de base geológica y geomorfológica*

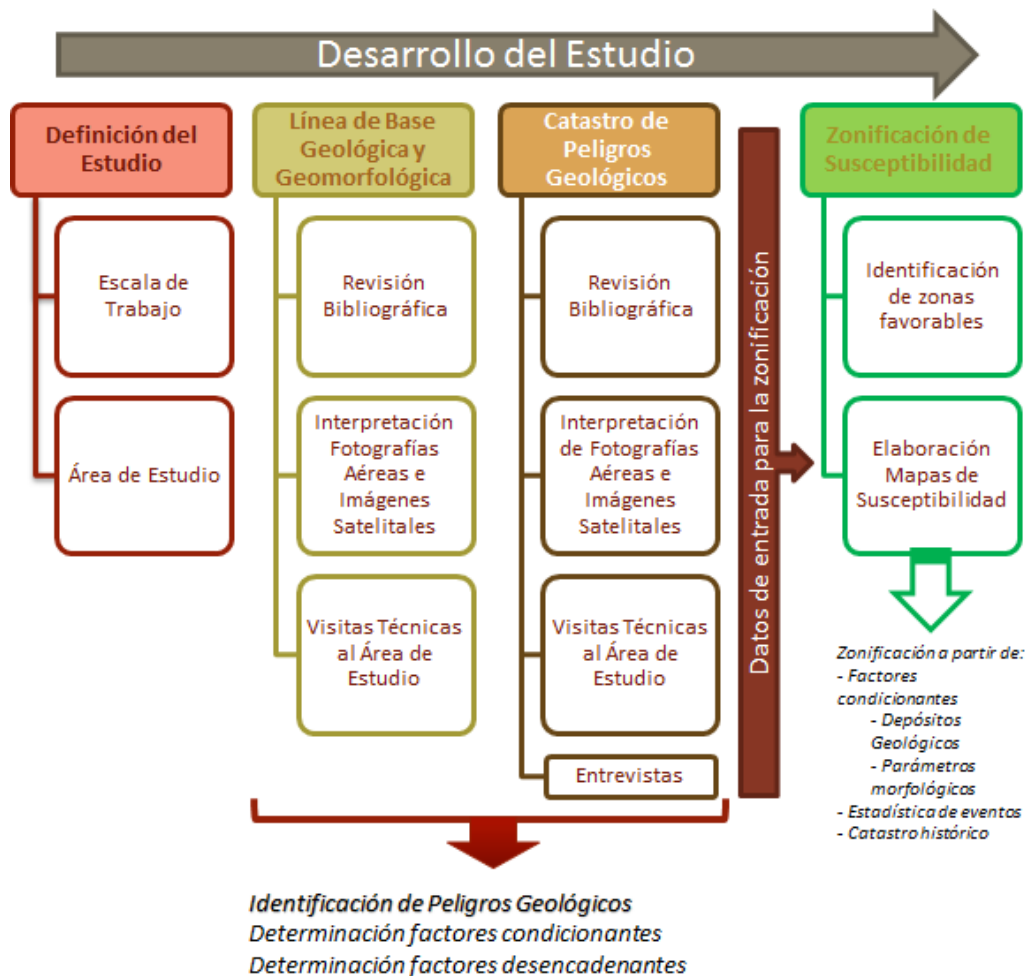
Las caracterizaciones geológica y geomorfológica se realizaron simultáneamente. Para ello se utilizaron como base el mapa geológico de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) a escala 1:1.000.000.

Para la caracterización geológica y geomorfológica se realizó una visita a terreno entre el 25 y 28 de Febrero de 2013, en conjunto con la interpretación de fotografías aéreas e imágenes satélites, lo cual permitió delimitar los principales contactos entre el basamento rocoso y los depósitos no consolidados activos e inactivos, tales como depósitos aluviales, depósitos fluviales y deltaicos, depósitos coluviales, depósitos litorales, depósitos glaciares y niveles aterrizados. Además se identificaron los principales cauces, sus llanuras de inundación y niveles de terrazas fluviales.

Simultáneamente, se construyó un Modelo de Elevación Digital (DEM, por sus siglas en inglés). El DEM corresponde a una matriz que contiene la información topográfica básica (elevación) que permitió estimar los parámetros morfométricos. Los parámetros morfométricos analizados son: cartas de pendiente, exposición de ladera, curvatura y relieve sombreado. Estos mapas fueron utilizados como apoyo para la identificación de los principales depósitos no consolidados y son considerados un factor condicionante para la elaboración de mapas de susceptibilidad.

Para la generación del DEM y las cartas morfométricas asociadas se utilizó el Modelo de Elevación ASTER GDEM¹, con un tamaño de celda de 23 metros. Como su nombre lo indica, estos datos topográficos provienen de los datos tomados por el sensor japonés ASTER (Advance Space Borne Thermal Emission and Reflection Radiometer), puesto en órbita por la NASA en el año 1999. Desde el año 2009, está disponible gratuitamente entre los 83° N y 83° S (un 99% de la superficie terrestre). Este modelo genera celdas de 23x23 metros y fue generado a partir de la correlación estereoscópica de imágenes.

FIGURA N° 2-1 Diagrama de flujo del trabajo realizado



Fuente: Elaboración Propia.

¹ Los datos ASTERGDEM fueron descargados desde: <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>

2.3 Catastro de Peligros Geológicos

El catastro de peligros geológicos se realiza en base a una recopilación de antecedentes bibliográficos y registros históricos. Los peligros geológicos catastrados corresponden a aquellos contenidos dentro del artículo 2.1.17 de la OGUC, y fueron tratados con los nombres explicados en el 1.4 “Marco Jurídico”, resumidos en el CUADRO N° 1-1.

Los peligros geológicos analizados corresponden a:

1. Procesos Endógenos: Actividad volcánica
2. Procesos Endógenos: Actividad sísmica
3. Procesos Exógenos: Inundaciones Terrestres y litorales
4. Procesos Exógenos: Remociones en masa.

Para la elaboración del catastro, se realizaron las siguientes actividades:

2.3.1 Análisis e interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales

Con el fin de identificar evidencias de peligros geológicos declarados, es decir peligros geológicos que en el pasado ya se han manifestado en el área de estudio, se recopilaron fotografías aéreas e imágenes satelitales. Además, a partir de las imágenes recopiladas, se realizó el mapeo geológico y geomorfológico, donde se han identificado a una escala adecuada una serie de rasgos, tales como depósitos y cicatrices de deslizamientos. Posteriormente, estos eventos identificados se verificaron en la visita a terreno que se realizó entre el 25 y 28 de Febrero de 2013. Estos elementos evidencian que el área de estudio ha sido afectada por procesos de remoción en masa en el pasado, y además, permiten deducir algunas características y factores desencadenantes de estos fenómenos, información que será utilizada para la estimación y modelado del alcance de estos procesos.

2.3.2 Catastro de Factores Condicionantes y Desencadenantes

Con el objetivo de determinar las áreas más susceptibles, se recopiló y desarrolló una serie de mapas de factores considerados condicionantes para la ocurrencia de un peligro geológico dado. Dentro de estos se encuentran:

1. Elevación, pendiente, curvatura dirección de drenaje de la ladera (exposición): Fueron elaborados a partir del modelo de elevación ASTERGDEM de celdas de 23 metros.
2. Litología: Corresponden a los distintos mapas geológicos recopilados, los que fueron aumentados a una escala mayor en este trabajo.

Con respecto a los factores desencadenantes, se catastraron los registros sísmicos que se han reportado en el área de estudio.

2.3.3 Campaña de terreno

En este proyecto se realizó una campaña de terreno los días 26 y 27 de febrero con el objetivo de recolectar datos locales, información por parte de funcionarios municipales, verificar el catastro realizado, realizar observaciones directas de las condiciones geológicas y geomorfológicas del área estudiada y dimensionar la escala de los procesos que ocurren dentro del área del PRC de Ancud.

El recorrido realizado se muestra en la FIGURA N° 2-2 e incluyó varios puntos de observación de detalle que fueron registrados mediante fotografías, anotaciones en planos y en libreta.

2.4 Zonificación de Susceptibilidad de Peligros Geológicos

En consideración de la escala de trabajo elegida para el desarrollo del estudio, para la zonificación de susceptibilidad se agruparon los peligros geológicos de acuerdo a los siguientes criterios:

Peligros No Zonificables a escala urbana: Corresponde a los peligros geológicos de Volcanismo y Sismicidad. Dada la magnitud de estos peligros, las áreas afectadas no son representables y/o diferenciables a una escala urbana (mayor a 1:10.000), y solo pueden ser analizados en un contexto regional (Escala 1:100.000 o menor). Por ejemplo, toda la localidad de Ancud está expuesta de manera similar a terremotos y no se puede diferenciar, a escala urbana, cuáles áreas son más susceptibles que otras.

Peligros Zonificables a escala urbana: Corresponde a los peligros de Remociones en Masa e Inundaciones Litorales y Terrestres. Estos peligros son representables a una escala urbana, pudiendo diferenciarse claramente, dada la escala de trabajo, que áreas son más susceptibles a la ocurrencia de un peligro geológico dado. Por ejemplo, en las zonas de mayor pendiente es más favorable la ocurrencia de deslizamientos que en áreas planas.

En el CUADRO N° 2-1 se incluyen los principales peligros geológicos y la escala de las distintas fuentes de información asociadas a cada uno. A continuación se presentan las distintas metodologías utilizadas para la zonificación de los peligros geológicos considerados zonificables a la escala de trabajo elegida.

2.4.1 Metodologías consideradas para el análisis de la susceptibilidad de inundación

Según Díez-Herrero, et al. (2008), el método de análisis de la peligrosidad de inundaciones se debe realizar según los criterios que se muestran en la FIGURA N° 2-3, Para este informe, se utilizaron los siguientes métodos:

Los **métodos históricos** emplean marcas y placas sobre elementos artificiales (edificaciones, vías de comunicación, obras públicas, etc.), documentación histórica (manuscritos e impresos de archivos, bibliotecas y hemerotecas) y testimonios (orales o audiovisuales) para reconstruir la extensión cubierta o la cota alcanzada por las aguas durante una crecida desencadenada en el periodo histórico. Una aplicación simple de esta metodología consiste en suponer que si el agua alguna vez ha alcanzado ciertos niveles puede alcanzarlos también en un futuro no muy lejano, determinando esta zona como “de crecida histórica”.

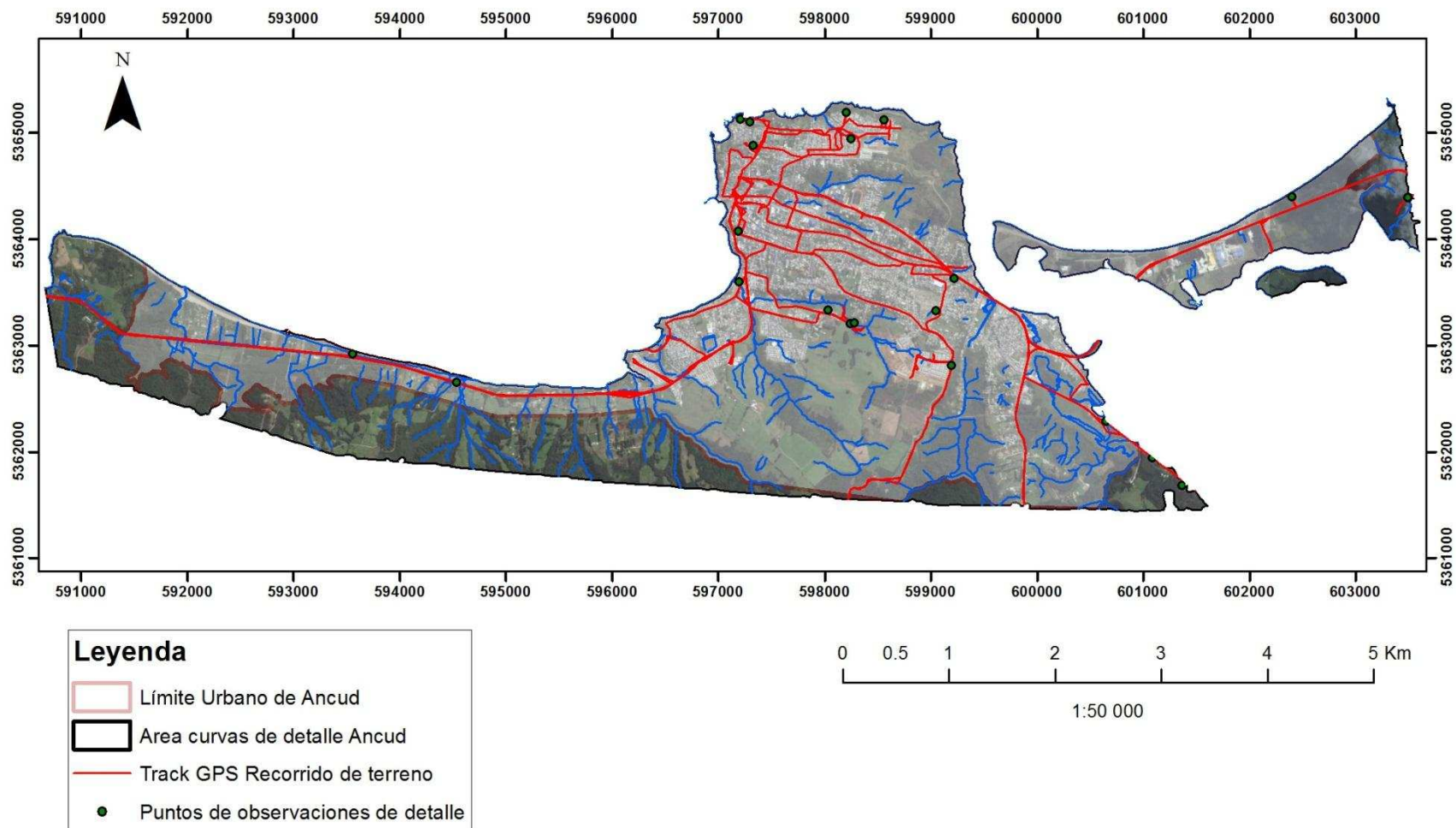
Los **métodos geológicos-geomorfológicos** emplean la disposición y tipología de las formas del terreno y los depósitos generados durante o tras el evento de avenida. Con ello se pueden delimitar las áreas geomorfológicamente activas dentro del cauce fluvial y sus márgenes, y por tanto susceptibles de ser inundadas en el marco de la dinámica natural de la corriente fluvial, su frecuencia cualitativa de inundación, e incluso inferir órdenes de magnitud de parámetros como la profundidad, velocidad de la corriente o carga sólida transportada. Estas técnicas consideran fenómenos naturales difícilmente modelizables con otras técnicas, como avulsiones, migraciones del canal o el transporte de sólidos, y tener en cuenta las tendencias evolutivas naturales del sistema fluvial. Estos métodos y sus aplicaciones son usados por muchos autores, podemos encontrar estudios de (Ayala, (1985), Baker, et al., (1988), Díez & Pedraza (1996), Díez Herrero (2002a), Marquínez & Lastra (2006a), Marquínez & Lastra (2006b), Ortega & Garzón (2006), Lastra, et al. (2008)).

CUADRO N° 2-1 Resumen Peligros Geológicos a ser estudiados y su escala de trabajo

PELIGRO	DESCRIPCIÓN	PELIGROS ASOCIADOS	ESCALA	ZONIFICACIÓN A PARTIR DE:
Volcánico	El peligro volcánico, se asocia a los procesos asociados a la erupción de un volcán. Aunque en general, los centros volcánicos se encuentran emplazados donde la densidad demográfica es baja, los productos asociados a una erupción volcánica pueden tener alcances de centenares de kilómetros.	Lluvia de Tefra y proyectiles balísticos	>1:100.000	Antecedentes Históricos y Comparación con Otras zonas
		Flujos Piroclásticos	1:50.000	Antecedentes Históricos, Mapas de Acumulación, Mapas Geológicos
		Escurrimiento de Lavas	1:50.000	Antecedentes Históricos, Mapas de Acumulación, Mapas Geológicos
		Remociones en masa y lahares	1:50.000	Antecedentes Históricos, Mapas de Acumulación, Mapas Geológicos
		Sismicidad	>1:100.000	Antecedentes históricos
Remociones en Masa	Procesos en las que un volumen de roca o suelo es transportado por procesos gravitacionales. Se reconocen 2 tipos principales, los deslizamientos y las Caídas de Rocas. Su alcance es en general limitado, y debe ser tratado como un peligro geológico local (escala <1:10.000). El estudio a detalle se realizará dentro de las zonas urbanas o con características urbanas de las ocho localidades estudiadas	Deslizamientos	1:5.000	Interpretación de Fotografías aéreas, Mapa Geológico, Mapa Geomorfológico, Métodos Bayesianos.
		Desprendimiento o Caída de Rocas	1:5.000	Interpretación de Fotografías aéreas, Mapa Geológico, Mapa Geomorfológico, Métodos Bayesianos.
Flujos e Inundaciones	Análisis de los principales peligros asociados a eventos pluviométricos extremos, los flujos de detritos, referidos comúnmente como 'aluviones', e inundaciones. Aguas arriba se tratarán a una escala 1:50.000 o 1:25.000, dependiendo de los datos disponibles y en las zonas urbanas o con características urbanas de las ocho localidades estudiadas se tratarán a una escala 1:5.000	Flujos de Detritos	1:5.000	Interpretación de Fotografías aéreas, Mapa Geomorfológico y Mapa Geológico.
		Inundaciones por desborde	1:5.000	Antecedentes Históricos, Interpretación de Fotografías aéreas, Mapa Geomorfológico y Mapa Geológico.
		Inundaciones por anegamiento	1:5.000	Antecedentes Históricos, Interpretación de Fotografías aéreas, Mapa Geomorfológico y Mapa Geológico.
Sismicidad	Se analizarán los principales eventos sísmicos y los peligros asociados a ellos. Se zonificarán, además, los sectores que pueden presentar una mala respuesta de sitio ante eventos sísmicos.	Movimientos de Terreno	>1:100.000	Antecedentes Históricos y Comparación con Otras zonas

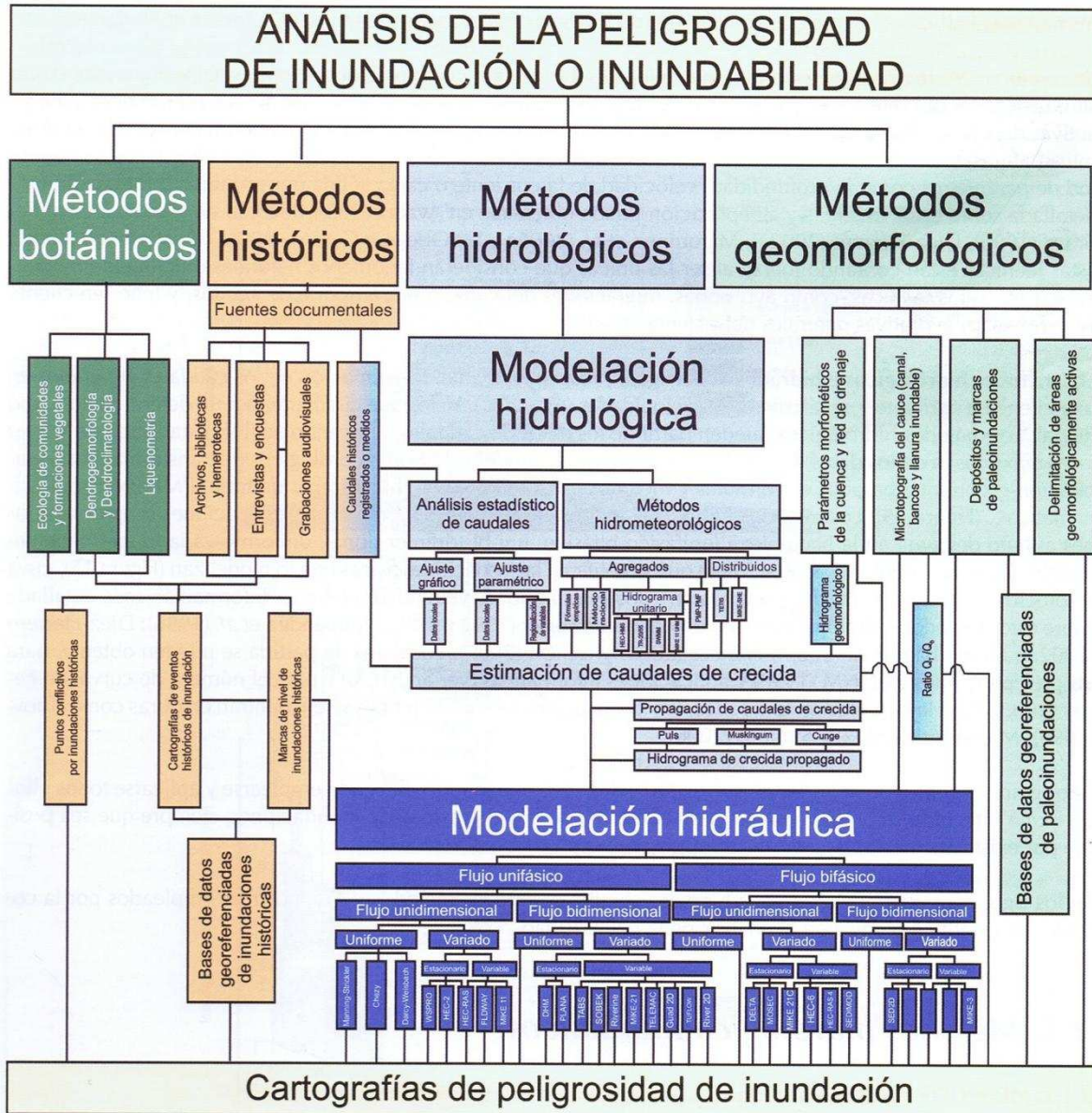
Fuente: Elaboración Propia.

FIGURA Nº 2-2 Recorrido realizado durante la visita a terreno.



Fuente: Elaboración Propia.

FIGURA N° 2-3 Análisis de la peligrosidad de inundaciones o inundabilidad



Fuente: Díez-Herrero, et al., (2008).

Por otro lado, no se consideraron las siguientes metodologías:

Los **métodos botánicos y paleohidrológicos** del registro geológico emplean determinados tipos de depósitos o marcas de las inundaciones pretéritas (anteriores al periodo histórico o de las cuales no se dispone de información histórica), en relación con elementos datables mediante técnicas paleontológicas, dendrocronológicas, radiométricas (^{14}C , OSL, TL, etc.) o arqueológicas. De esta forma puede igualmente asignarse una probabilidad de ocurrencia a los caudales resultantes de la modelización hidráulica a partir de esos niveles y velocidades, integrándose de la misma forma en el análisis estadístico de caudales como datos no sistemáticos (Benito, (2002), Benito, et al., (2004a),

Benito, et al., (2004b)). Esta metodología no fue considerada, dado que el costo asociado a dataciones radiométricas, además del tiempo de elaboración de estos análisis, se encuentran fuera del costo y tiempo asociado a la elaboración de un estudio de riesgos para un Plan Regulador.

Los **métodos hidrológicos** persiguen, respectivamente, la estimación de los caudales generados en una cuenca o corriente y el cálculo de las velocidades y calados con los que circularán por un determinado tramo fluvial. Los métodos hidrológicos pueden partir de los datos de caudales, aplicando análisis estadísticos de los valores máximos; o de los datos de precipitación, mediante modelos hidrometeorológicos de transformación precipitación-escorrentía basados en fórmulas y métodos como el racional, hidrograma unitario, PMP-PMF, onda cinemática, etc. Esta metodología fue descartada en función de que no se contó con los registros de precipitaciones y caudales históricos en el área de estudio, que permitan construir relaciones entre la precipitación y la escorrentía superficial, y además, considerando que los métodos geológicos-geomorfológicos cubren un período de retorno mayor al asociado a las series temporales de precipitación y escorrentía..

Los métodos hidráulicos, tampoco fueron considerados, ya que esto está fuera de los alcances y plazos de este estudio. En efecto, para generar modelos hidráulicos que permitan definir zonas de riesgo por inundación, se requeriría trabajar a escala 1:500 ó 1:100. Además se necesitarían una gran cantidad de parámetros que, por la escala de trabajo del PRC (1:2.500) y los alcances de este estudio, no están disponibles (anchuras del cajón del río o estero, alturas limnigráficas, alturas de las terrazas, calados, resguardos, coeficientes de Manning (rugosidad), caudales, precipitaciones, áreas aportantes, coeficientes de escorrentía, etc), datos que serían necesarios para cada cauce a analizar. Además, se considera que generar un modelo con pocos datos, con pocas horas de dedicación y de una escala grande generaría zonas de inundación imposibles y podría subestimar o sobreestimar, introduciendo más ruido que soluciones.

En consideración de lo anterior, sólo se utilizaron los métodos históricos y geomorfológicos para la zonificación del peligro de inundaciones. Los criterios y parámetros utilizados son explicados en detalle en el capítulo 5.2.1 “Peligro de Inundaciones Terrestres y Flujos de Detritos o Barro”.

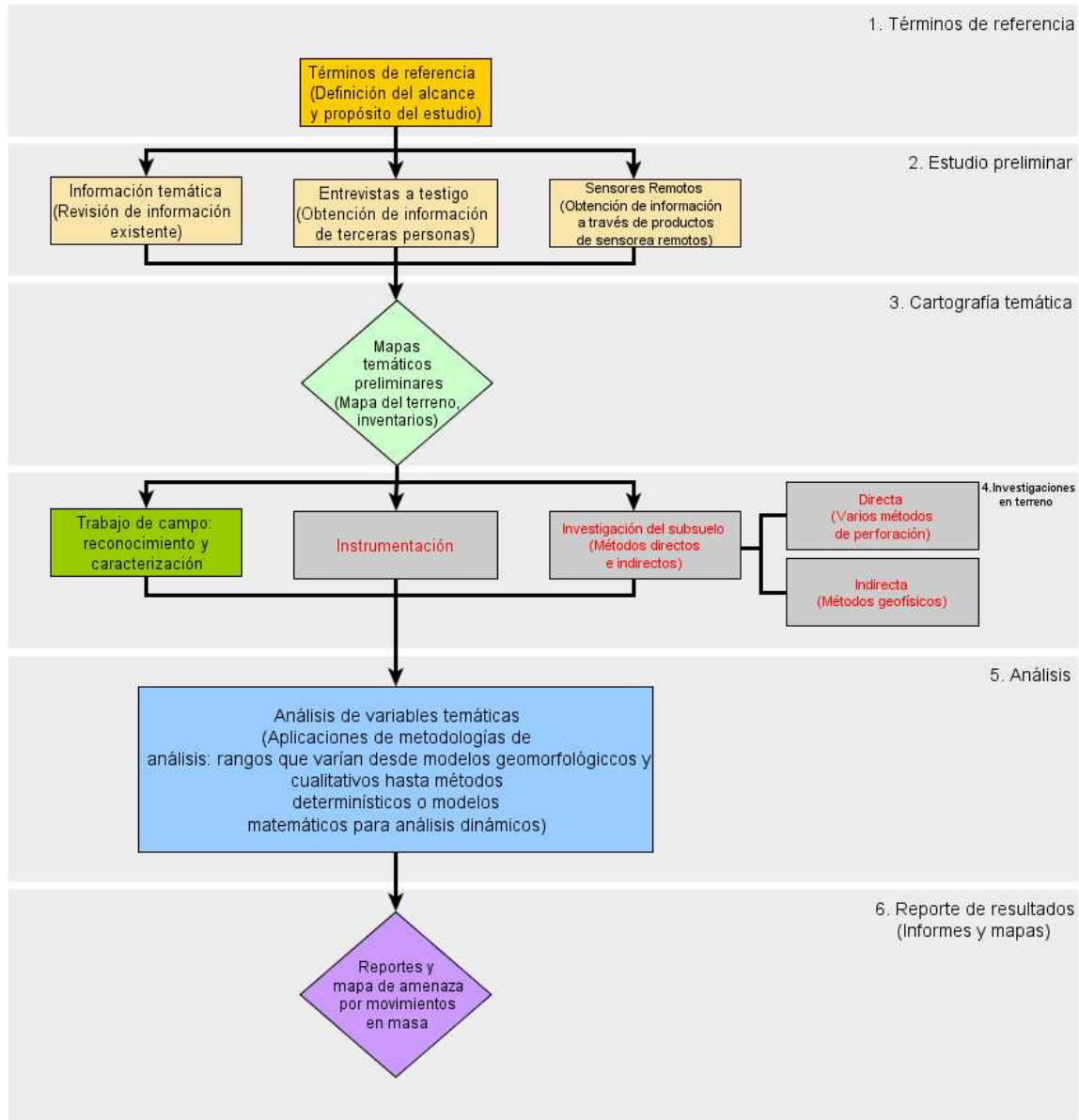
2.4.2 Metodologías consideradas para el análisis de la susceptibilidad de remociones en masa.

Para la zonificación de susceptibilidad de fenómenos de remoción en masa, se siguieron las recomendaciones de la *International Association of Engineering Geology* (IAEG) y la guía para zonificación de amenazas de remociones en masa propuesta por el PMA-GCA (2007). Ambas metodologías han sido realizadas con el objetivo de zonificar la amenaza de fenómenos de remoción en masa, pero han sido modificadas por el equipo consultor para la zonificación de la susceptibilidad (ver el ANEXO A “Definiciones Usadas en este informe”).

El procedimiento seguido para el estudio de las remociones en masa, para el presente informe, se extrae de la metodología propuesta en el estudio de movimientos en masa realizado en la región andina (PMA-GCA, 2007).

La evaluación de la amenaza se divide en 6 etapas FIGURA N° 2-4. En general los diferentes autores describen este procedimiento en etapas más o menos estándar, y es de consenso general que el procedimiento debe ser interactivo durante su aplicación.

FIGURA Nº 2-4 Procedimiento general para la realización de un estudio de amenaza por movimientos en masa.



Fuente: Elaboración propia en base a PMA-GCA (2007).

La metodología utilizada, se resume a continuación:

1. Términos de referencia: En esta etapa se incluye la definición del objetivo de la investigación, la escala de trabajo, los requerimientos de la institución que la realiza, de los clientes y del público.
2. Estudio Preliminar: Incluye la recopilación de información temática (mapas topográficos, informes geológicos, etc.), de ser posible entrevistas a testigos presenciales y el análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales de distintos períodos de tiempo

3. Construcción de mapas temáticos preliminares. El objetivo es establecer el marco geomorfológico de cada lugar, identificar las características y origen de las geoformas en el área, los tipos de materiales que se pueden esperar, y los procesos geomorfológicos que ocurran o puedan ocurrir.
4. Inventario de movimientos en masa: Todas las ocurrencias de movimientos en masa próximas a la localidad son registradas en un mapa de inventario y en una base de datos que incluya: tipo de movimiento en masa, magnitud, tiempo de ocurrencia o de su reactivación y datos similares. El inventario debe incorporar inicialmente los datos obtenidos del desarrollo de las tareas 1 a 4, de la FIGURA N° 2-4. Luego, debe actualizarse con la información recogida durante el trabajo en terreno.
5. Trabajo en Terreno: visita con el objetivo de identificar los tipos de suelos y de rocas y los sitios con movimientos en masa, con el objetivo de validar la información recopilada y cubrir los vacíos de información.
6. Análisis: Se realiza una vez compilada toda la información citada en las etapas anteriores. El objetivo de esta etapa es elaborar la zonificación de las áreas susceptibles a ser afectadas por procesos de remoción en masa.

Para el análisis de zonificación de susceptibilidad de remoción en masa se utilizaron los siguientes criterios de zonificación:

1. Se identificaron los factores condicionantes para la generación de remociones en masa. Los factores condicionantes utilizados corresponden principalmente a la pendiente, calidad del macizo rocoso, las observaciones de terreno y la existencia de fenómenos de remoción en masa existentes en las proximidades.
2. Se analizaron los alcances (runout) de los procesos de remoción en masa.
3. Se ponderaron los diversos factores condicionantes, para la construcción de un mapa de "Generación de Remociones en Masa", categorizando con distintos grados de susceptibilidad relativa.
4. En función de los runout observados, se elaboraron mapas de "Alcance de Remoción en Masa", que identifica los sectores que podrían ser afectados, categorizando con distintos grados de susceptibilidad relativa.
5. Los mapas de Generación y Alcance de Remoción en Masa son unidos para la elaboración de un único mapa de "Susceptibilidad de Remoción en Masa".

En el estudio de riesgo de un PRC no se contempla la investigación de subsuelo (Métodos directos y Geofísica), ni mediante instrumentación, ya que queda fuera del alcance de un estudio de estas características, por factor de escala, tiempo y presupuesto.

Este tipo de estudios se realizan a una escala comprendida entre 1:100 a 1:500; se dedican a zonas muy concretas y que llevan asociadas, por regla general, medidas de mitigación específicas.

3. MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

3.1 *Marco Geodinámico*

Chile se ubica en un margen convergente de placas tipo océano-continente (FIGURA N° 3-1), donde la Placa Oceánica de Nazca subducta a la Placa Continental Sudamericana bajo su margen occidental, con una tasa actual de convergencia se estima en 8 cm/año (DeMets, et al., 1994), activa al menos desde, el Jurásico (Ramos, et al. (1986), Mpodozis y Ramos (1989) y ha tenido variaciones en la tasa de convergencia durante el Eoceno – Mioceno que van desde 5 a 15 cm/año (Somoza, 1998).

El área de estudio se encuentra alrededor de los 41,30°S, zona que se ubica dentro del esquema de segmentación andina de Mpodozis y Ramos (1989), entre los 33° y los 46°S, que corresponde a una zona de subducción tipo chilena que se caracteriza por un ángulo de subducción entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana de aproximadamente 30°. Este segmento se encuentra al sur del segmento ubicado entre los 27° S y los 33°, que se caracteriza por una subducción plana (~10°) y se encuentra aparentemente controlado por la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández. Si se comparan ambos segmentos, se destacan las siguientes características:

1. La costa Oeste de la placa Sudamericana tiene un rumbo aproximado NS en el tramo de subducción plana, mientras que al sur de los 33° la costa posee un rumbo aproximado N20°E.
2. En el tramo norte, no se aprecia el desarrollo de una depresión central, en cambio se presentan valles transversales en el antearco. En cambio, en el segmento sur, en el cual se ubica la zona de estudio, se desarrolla claramente la Depresión Central, con una Cordillera de la Costa y Cordillera Principal bien definidas.
3. En el sector de subducción plana no hay registro de volcanismo Holoceno en la Cordillera Principal, mientras que en el área de estudio, el arco volcánico Holoceno se encuentra plenamente desarrollado.

La acumulación y posterior relajación de los esfuerzos producto del régimen de subducción es la causa de que todo Chile hasta la península de Taitao, sea afectado frecuentemente por terremotos. La gran mayoría de estos sismos y los eventos de magnitud, se originan en la zona del contacto entre placas y corresponden a la liberación súbita de la mayor parte de la energía acumulada durante el proceso de subducción (Ej. Sismos del 6 de abril de 1943 que afectó a la IV Región, 3 de Marzo de 1985 de la V región, sismos de Mayo de 1960 en Valdivia). Los esfuerzos causados por la subducción también se propagan hacia el interior de la placa continental, y se liberan mediante sismos superficiales, normalmente de menor magnitud pero más destructivos localmente. (Ej. Sismo de Las Melosas de 1958, Sismo de Chuzmisa de 2001). Otros sismos son provocados por la relajación de esfuerzos en la placa de Nazca una vez subductada, estos sismos pueden ser muy destructivos a pesar de no tener las mayores magnitudes (Ej. Sismo de Chillán de 1939, sismo de Punitaqui de 1997 y sismo de Tarapacá 2005).

FIGURA N° 3-1 Vista en 3D donde se representa el marco geodinámico, se aprecia la Dorsal de Juan Fernández y el lugar donde es subductada frente a los 33° S. La línea verde señala la fosa, lugar donde subducta la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, las flechas muestran las direcciones y velocidades de convergencia entre ambas placas



Fuente: Elaboración Propia.

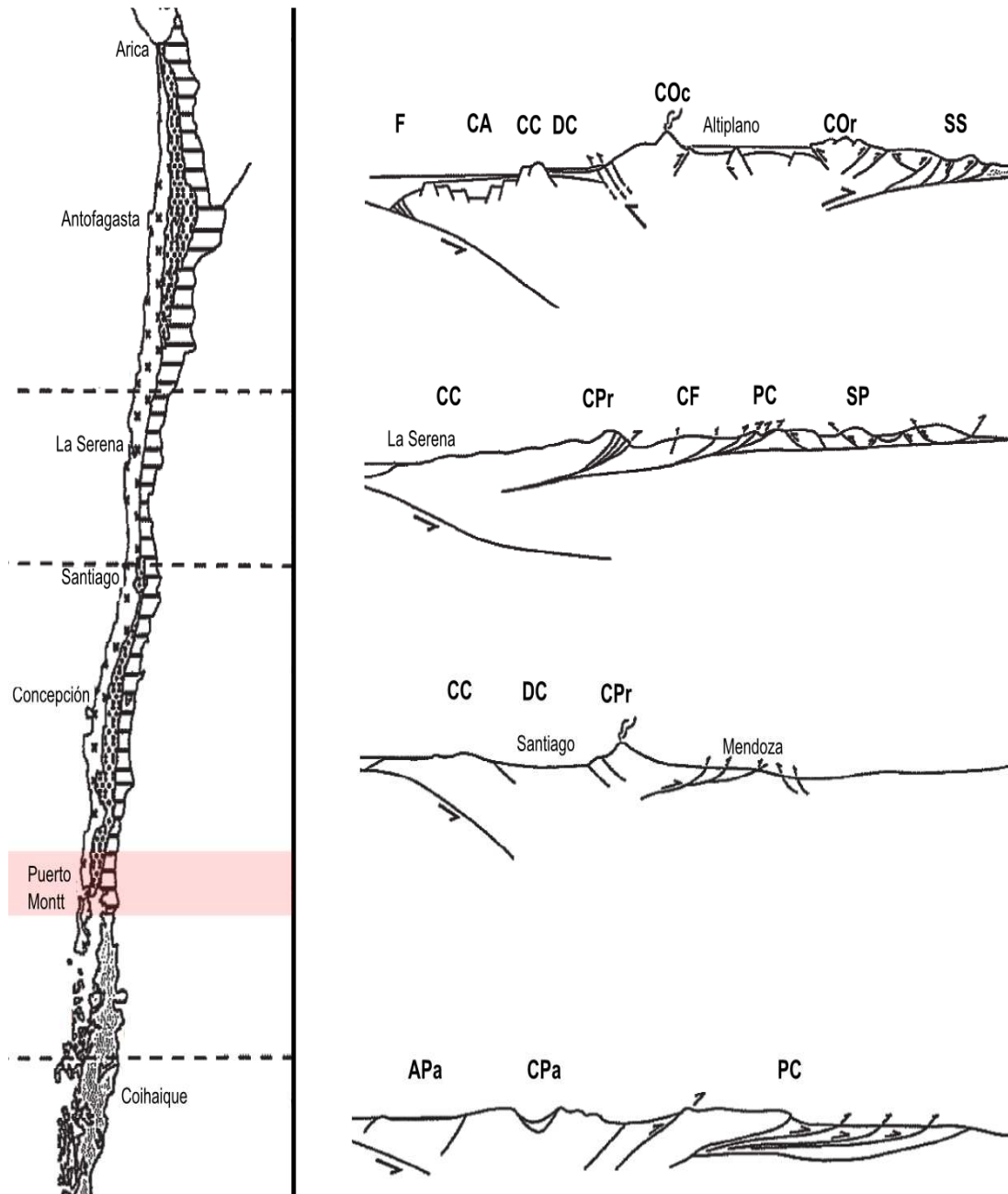
3.2 Marco Geomorfológico

El segmento andino chileno al sur de los 33° S, muestra 4 unidades morfoestructurales principales (FIGURA N° 3-2), dispuestas en franjas orientadas norte – sur. De oeste a este estas son: Planicies Litorales, Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC) y Cordillera Principal (CPr), que comparten Chile y Argentina.

La Isla de Chiloé corresponde a la continuación hacia el sur de la Cordillera de la Costa, mientras que la Depresión Central se encuentra cubierta de agua debido a un amplio desarrollo con una procesos de erosión glacial. El volcanismo activo, la erosión glacial, las depresiones lacustres, un llano central ondulado, una Cordillera de la Costa baja y fragmentada, son los rasgos geomorfológicos característicos de la región, que le han dado su particular personalidad (Börgel, 1983).

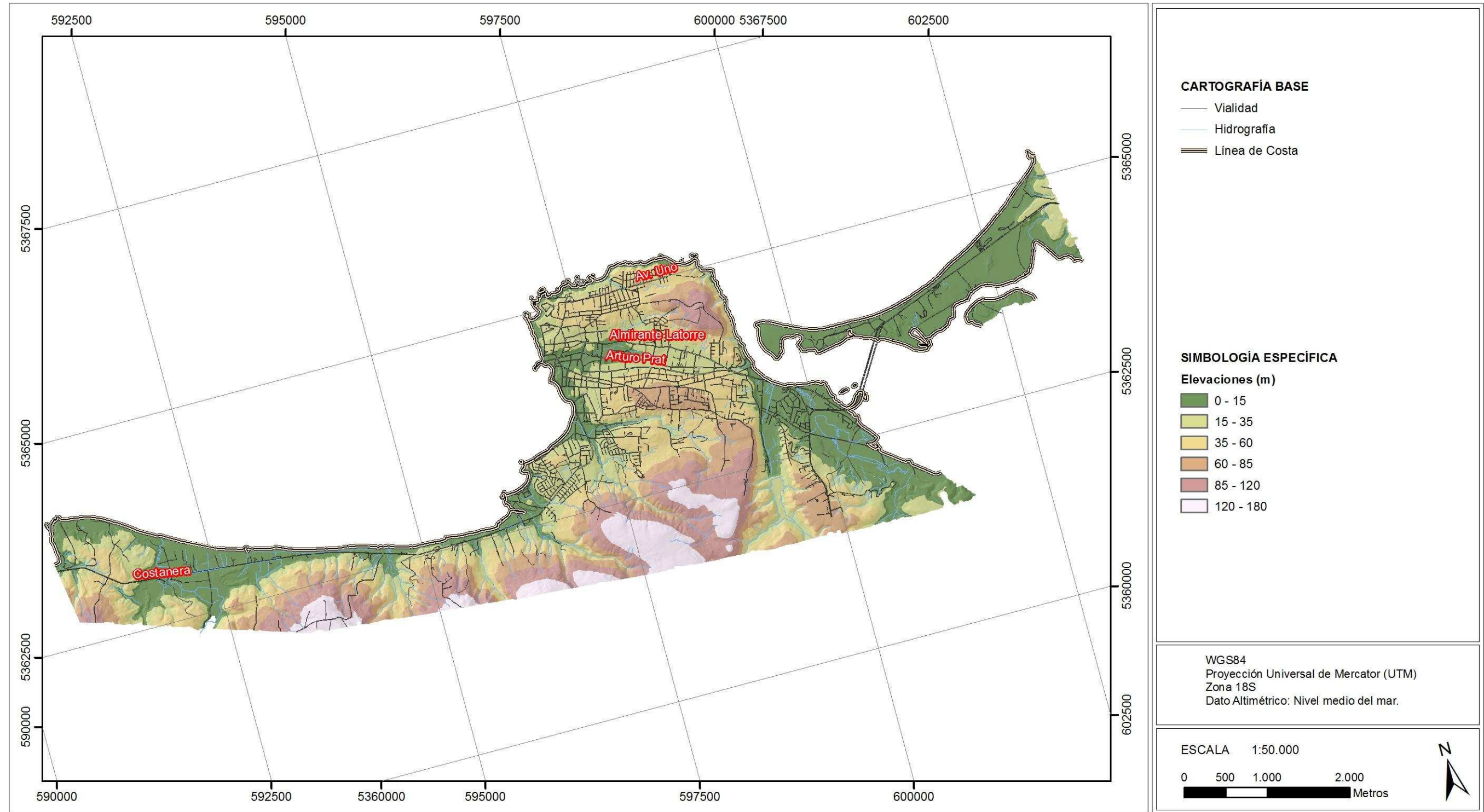
La comuna de Ancud se emplaza sobre las Planicies Litorales y la Cordillera de la Costa, la que presenta alturas no superiores a los 350 msnm, con superficies planas, de pendientes suaves a muy suaves, variables entre 0% y 15% y con el desarrollo de una microtopografía ondulada – característica de la sedimentación glacio fluvial. Además, se reconocen una serie de escarpes costeros asociados a procesos de erosión marina. En general las localidades presentan elevaciones que varían entre los 0 y 150 m s.n.m. (FIGURA N° 3-3 y FIGURA N°3-4) y con suaves lomajes y escarpes de asociados a erosión marina marcados, y una morfología claramente asociada a la acción glacial durante el Pleistoceno (FIGURA N°3-5 y FIGURA N°3-6).

FIGURA N° 3-2 Segmentación Andina



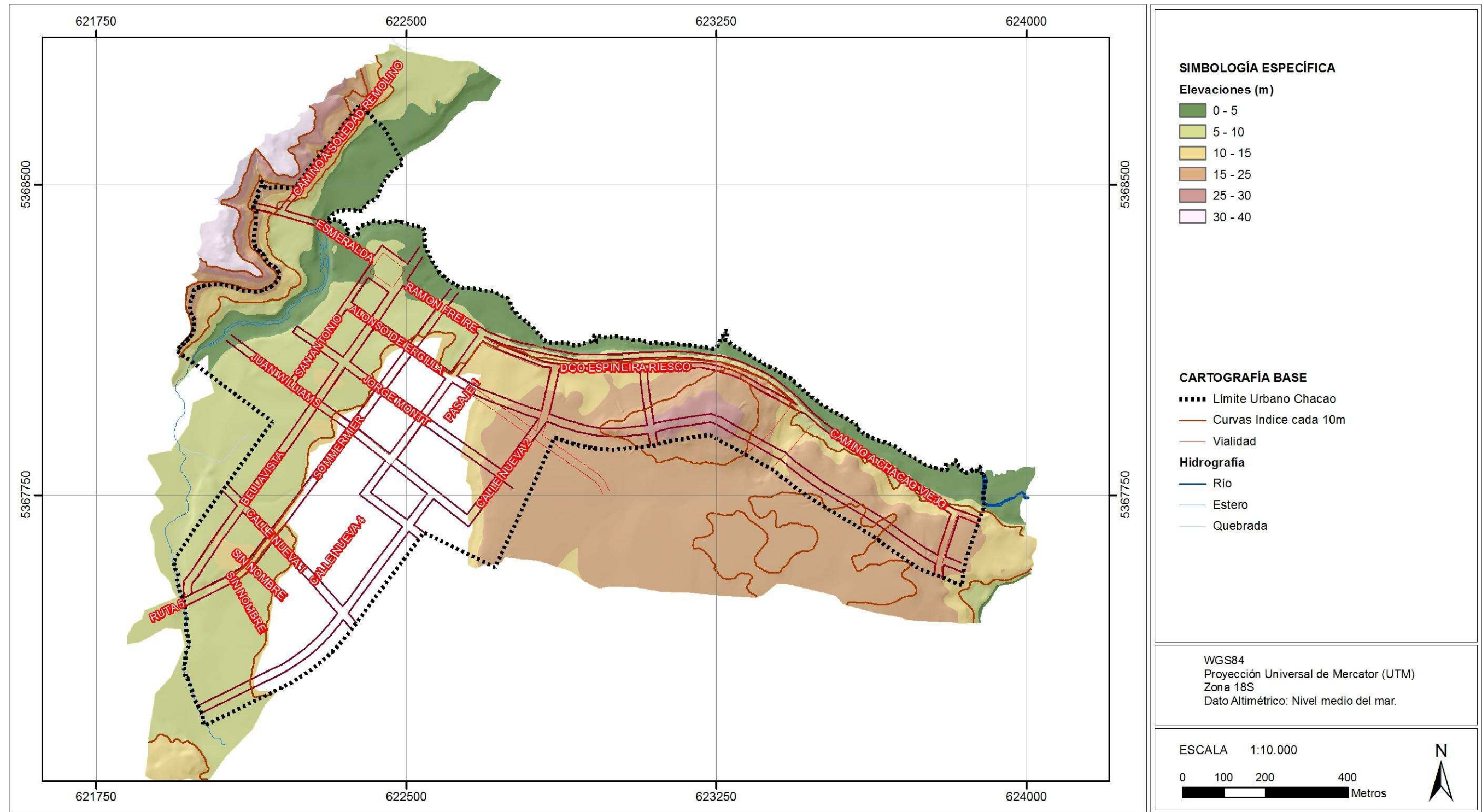
Fuente: Charrier, Pinto, & Rodríguez, (2007)

FIGURA N° 3-3 Carta de elevaciones de Ancud



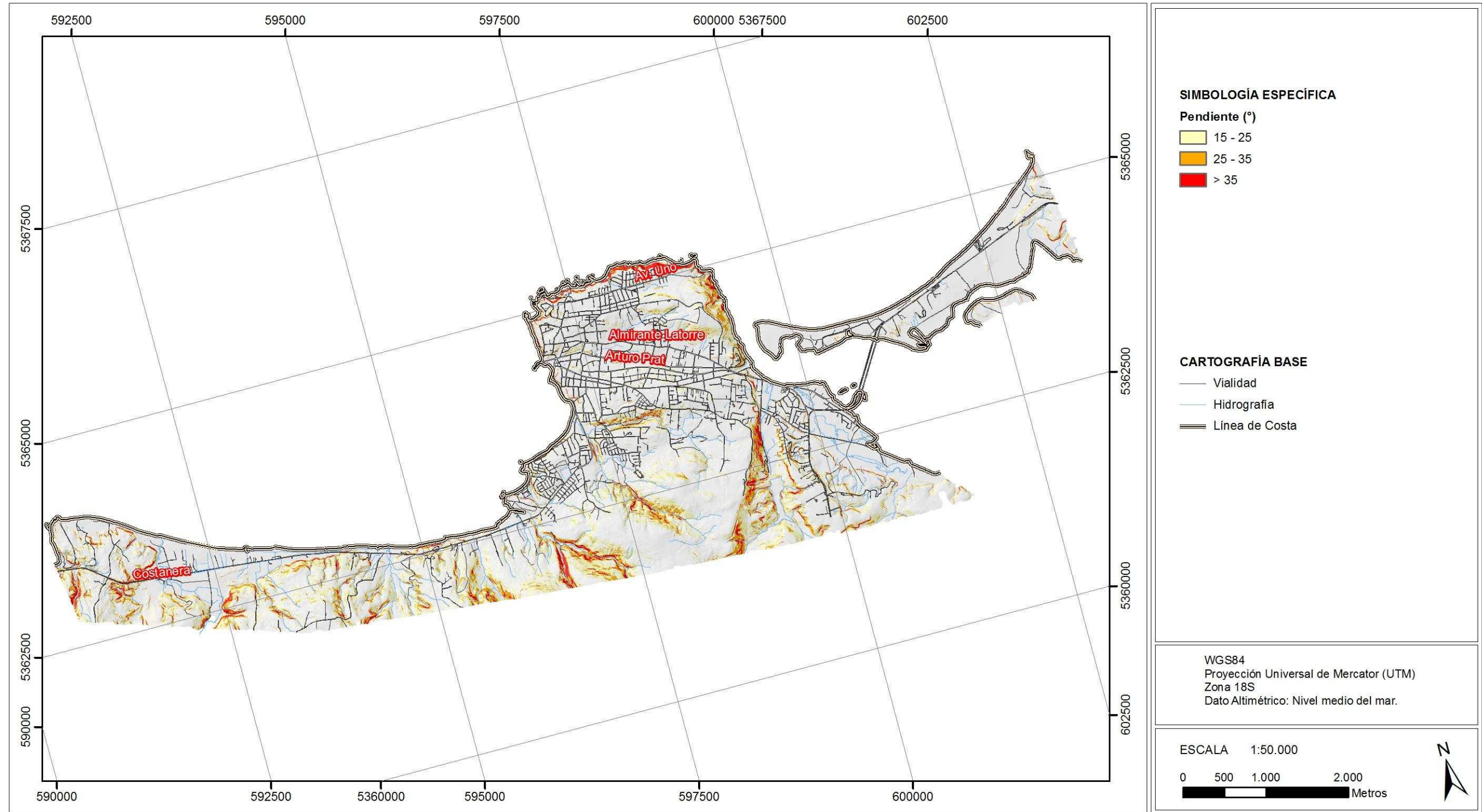
Fuente: Elaboración Propia en base a modelo ASTERGDEM.

FIGURA N° 3-4 Carta de elevaciones de Chacao



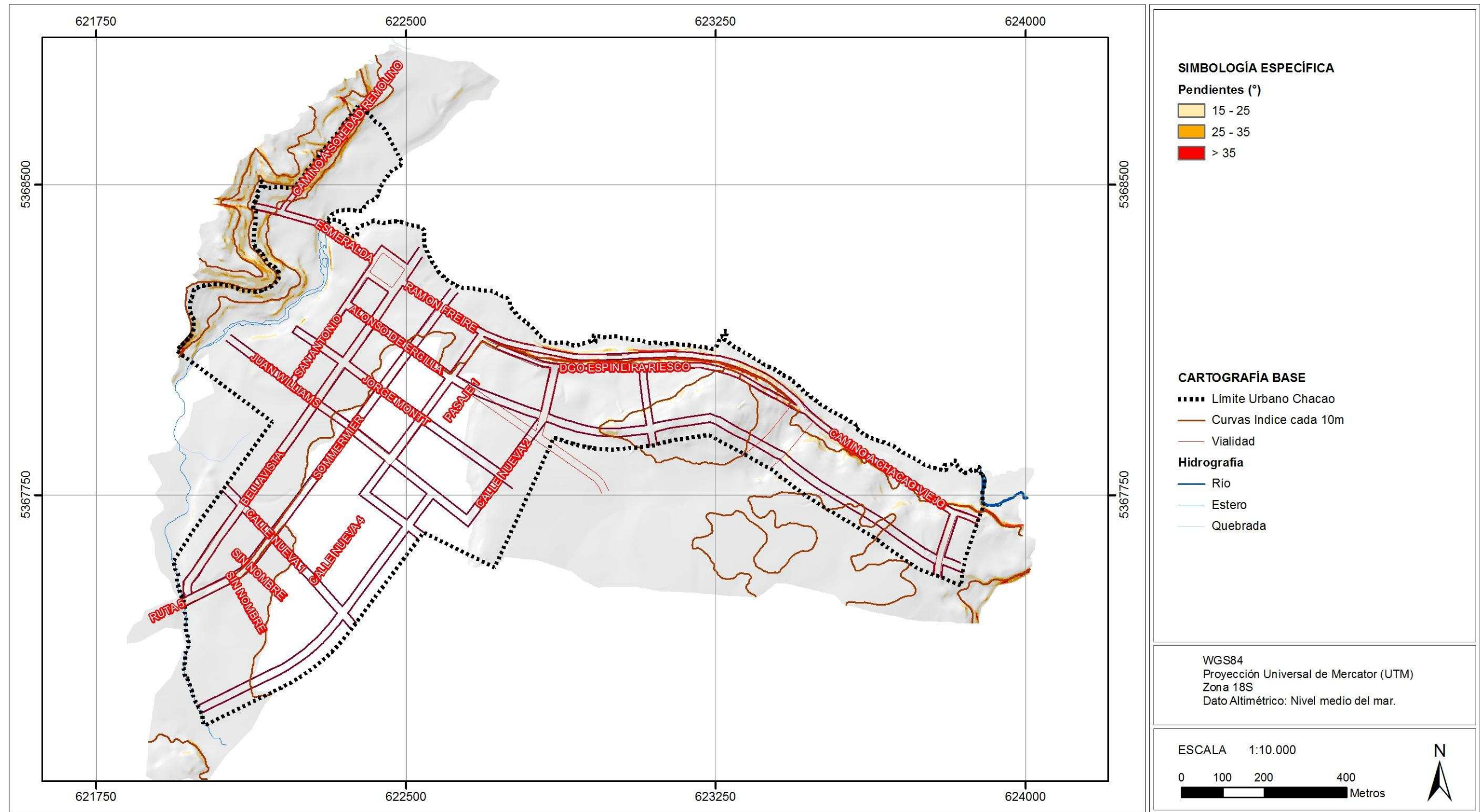
Fuente: Elaboración Propia en base a modelo ASTERGDEM.

FIGURA N° 3-5 Carta de pendientes de Ancud



Fuente: Elaboración Propia en base a modelo ASTERGDEM.

FIGURA N° 3-6 Carta de pendientes de Chacao



Fuente: Elaboración Propia en base a modelo ASTERGDEM.

3.3 Marco Geológico

Las unidades de mayor extensión en la zona estudiada corresponden a sedimentos glaciares y glaciofluviales, siendo depositados durante el Pleistoceno Medio a Superior (entre los 10.000 y 350.000 años) en las cuencas del Lago Llanquihue y Seno de Reloncaví. Estos depósitos fueron acumulados bajo tres glaciaciones que afectaron a los sectores entre el Lago Llanquihue, canal de Chacao y norte de la Isla de Chiloé, y son las glaciaciones Llanquihue, Santa María y Río Llico.

Los depósitos acumulados durante la glaciación más joven o glaciación Llanquihue dominan el área de Chacao y sus alrededores, mientras que las rocas del complejo volcánico Ancud predomina en el área de Ancud.

La geología de la zona es heterogénea y ha sido descrita en los trabajos de Antinao *et al.* (2000) y Duhart *et al.* (2000). A continuación se presenta una breve descripción de las unidades geológicas que se reconocen en el área estudiada.

3.3.1 Rocas Estratificadas

3.3.1.1 Complejo Volcánico Ancud (OIMaa): Corresponde a una secuencia volcánica de composición predominante andesítica, y está constituida por lavas andesitas, tobas soldadas y brechas volcánicas. Esta unidad aflora en las colinas y acantilados costeros de Ancud. La edad que se atribuye a esta formación es Oligoceno - Mioceno.

3.3.1.2 Formación Lacui (MI1): Esta formación está conformada por depósitos laháricos con intercalaciones arcillosas, sobreyace al Complejo Volcánico de Ancud, por tanto se le asigna una edad Mioceno Superior. La base de esta formación se encuentra bien expuesta en los acantilados costeros de Ancud, donde los sedimentos semiconsolidados se superponen a rocas volcánicas bien consolidadas del Complejo Volcánico de Ancud. Posee un nivel reconocible de arenisca tobácea que incluye clastos de lava y piroclastos, que es conocido localmente como Cancagua.

3.3.2 Intrusivos

En el área de estudio no se reconocieron cuerpos intrusivos.

3.3.3 Depósitos No Consolidados

3.3.3.1 Depósitos glaciales y glaciofluviales.

Depósitos Glaciofluviales (Plgf1): Son depósitos de Gravas clastosoportadas, con moderada a buena selección, con clastos subredondeados a redondeados en una matriz de arena gruesa. Los depósitos alcanzan espesores expuestos de hasta 20 m, presentan estratificación planar horizontal,

granodecreciente y cruzada y, en parte, incluyen lentes de arena. En algunos clastos, se distinguen facetas y estrías glaciales.

Depósitos Glaciares (Plm1): Corresponden a depósitos de la llamada Glaciación Llanquihue. Estos depósitos son clasto a matriz-soportados, mal seleccionados, incluyen desde bloques métricos hasta arena y limo. Los clastos, subredondeados a redondeados, con estrías y facetas glaciales, están formados, principalmente, por andesitas y dacitas. La matriz es rica en limo y arena fina. Estos depósitos se elevan desde el nivel del mar hasta la cota 100 m.s.n.m. Incluyen secuencias glaciofluviales. Bloques erráticos, de diámetros entre 2 y 10 m, de composición granítica, se exponen al este de Chacao.

Depósitos Glaciares (Plm2): Corresponden a depósitos de la llamada Glaciación Santa María. Estos depósitos son muy heterogéneos, generalmente matriz soportados y mal seleccionados. Esta unidad incluye también sedimentos glaciofluviales y litorales. Su espesor es variable desde decimétrico a métrico. Los clastos, predominantemente redondeados a subredondeados, presentan, localmente, estrías y facetas glaciales, y se encuentran inmersos en una matriz de limo y arena fina, compacta y cementada, de color pardo rojizo. Un suelo de 1 a 4 m de espesor, probablemente derivado de depósitos piroclásticos, se dispone sobre estos depósitos glaciales.

Depósitos Glaciares (Plm3): Corresponden a depósitos de la llamada Glaciación Río Llico. Depósitos compuestos por gravas, matriz-soportadas, con clastos subangulares a subredondeados, soportados en una matriz de arcillas, de color pardo oscuro. Los clastos están formados por rocas volcánicas meteorizadas, de coloración roja, amarilla y naranja. Estos depósitos presentan espesor métrico. Esta unidad aflora en los alrededores del río Pudeto. En secciones expuestas en la ciudad de Ancud, se puede apreciar limo y arena fina en bancos decimétricos macizos, que se habrían formado por acumulación en ambientes de baja energía, marginales al hielo.

3.3.3.2 Depósitos Fluviales y Aluviales (Pleistoceno-Holoceno)

Depósitos aluviales (Hal): Estos depósitos no consolidados son depósitos que se asocian a los cauces menores o quebradas en el área, de edad Holoceno. Son depósitos heterogéneos de mala selección que en quebradas de mayores pendientes, en donde se reconoció que contienen bloques de tamaño grande, pero menores a 1 m³ y de selección buena en los cursos de agua menores.

Depósitos fluviales (PIHf): Depósitos fluviales, no consolidados, bien o medianamente bien seleccionados, su edad es variables desde el Pleistoceno al Holoceno. Estos depósitos se asocian a los cursos fluviales que se encuentran en el área, especialmente al río Pudeto, que en el área de Ancud corresponden a arenas medias a gruesas bien redondeadas de composición variable.

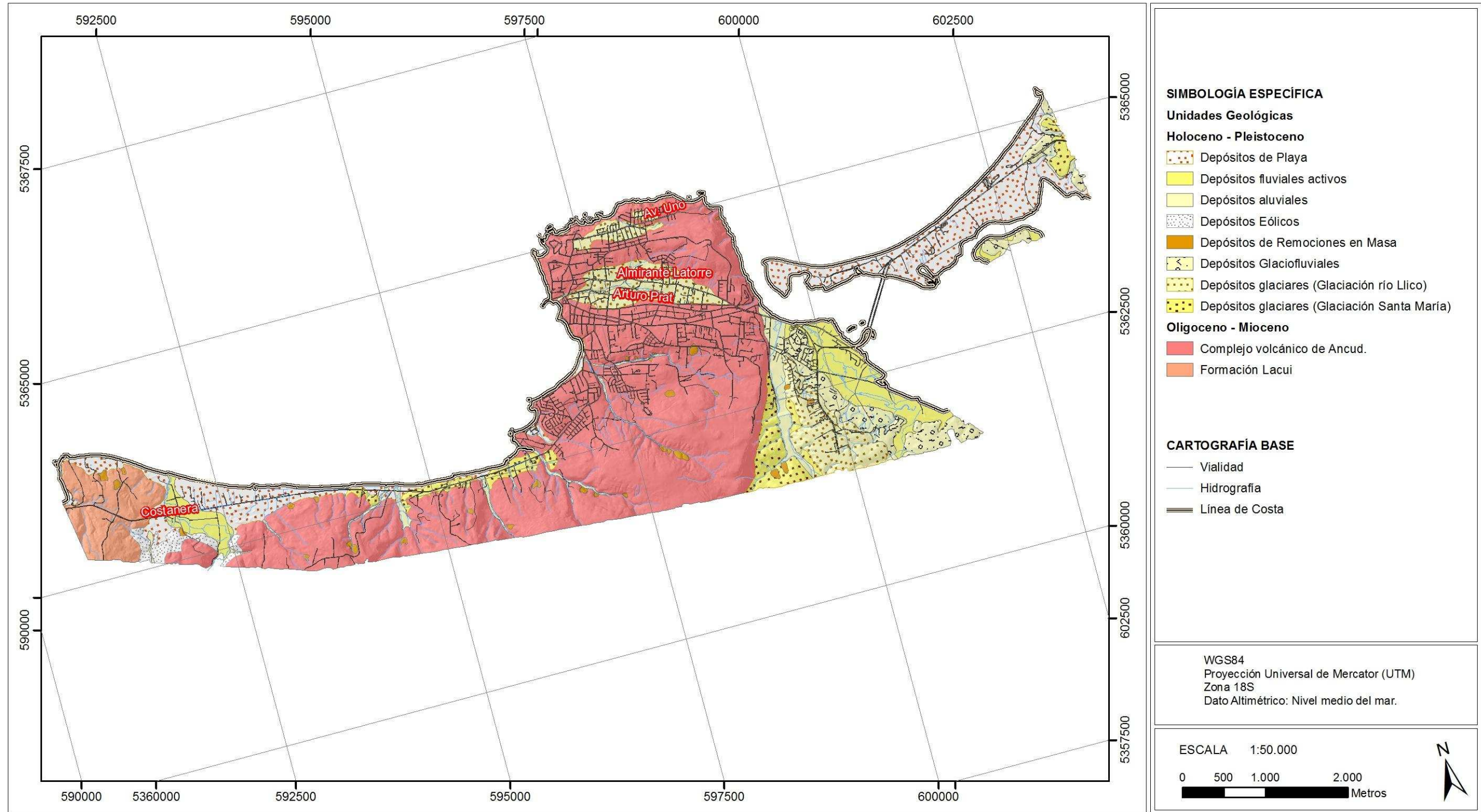
3.3.3.3 Depósitos Activos y de procesos gravitacionales (Holoceno)

Depósitos de remoción en masa (HRm): Depósitos de mala selección, heterogéneos que contienen material de la unidad geológica subyacente, no consolidados. Son depósitos producto de procesos gravitacionales como deslizamientos, y a mayor escala caídas de bloques.

Depósitos eólicos (Heo): Corresponden a depósitos no consolidados de arenas bien seleccionadas, que han sido depositados formando dunas, con estratificación cruzada. De edad Holoceno.

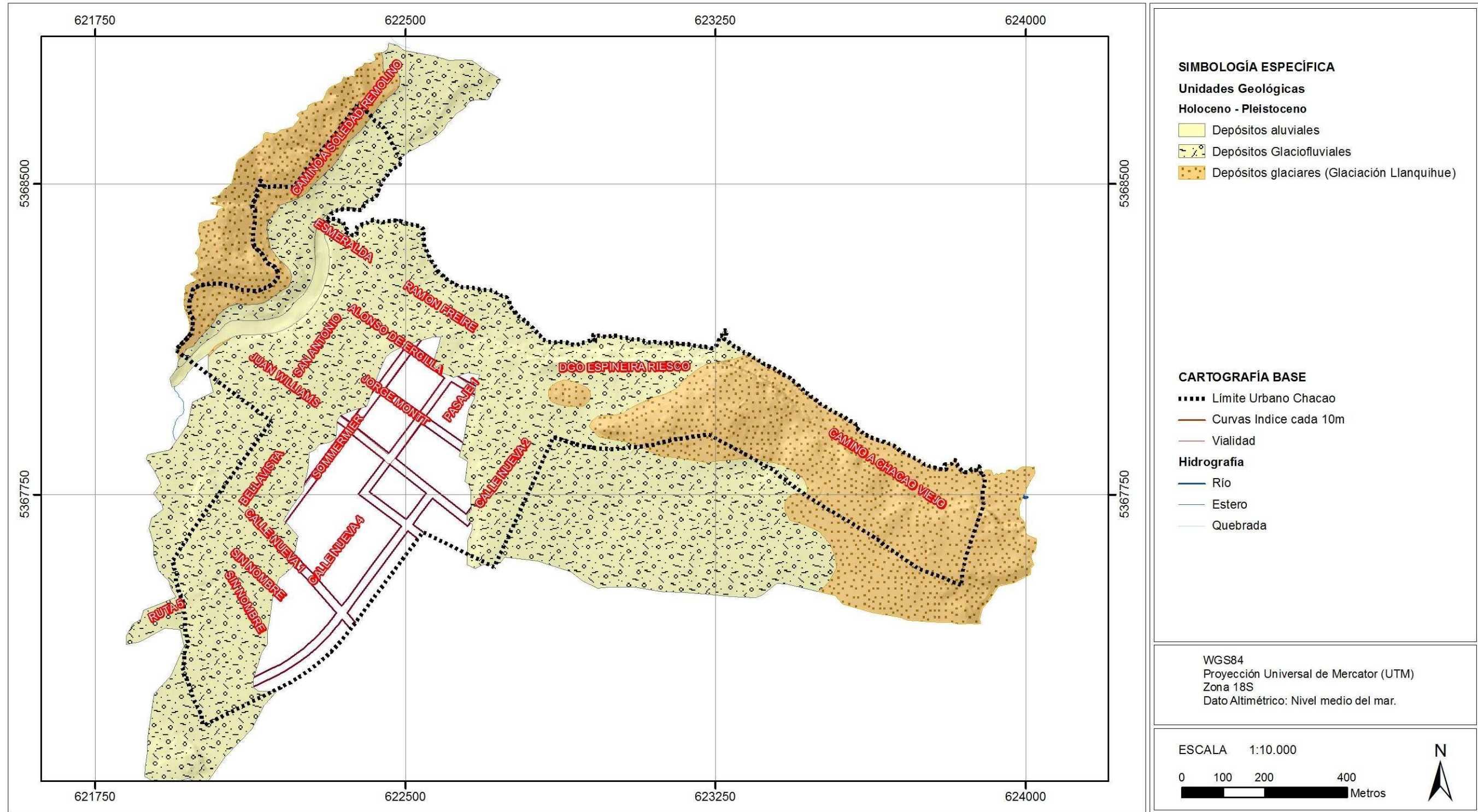
Depósitos de Playa (Hp): Corresponden a depósitos holocenos, activos, no consolidados de tamaño variable entre gravas y arenas, el que se relaciona a la energía de la playa del depósito, en playas de mayor energía se encuentran los depósitos de clastos más gruesos y los de menor energía los depósitos de arenas de menor tamaño.

FIGURA N° 3-7 Mapa Geológico de Ancud



Fuente: Elaboración Propia.

FIGURA Nº 3-8 Mapa Geológico de Chacao



Elaboración Propia.

Fuente: Fuente:

4. INVENTARIO Y DIAGNÓSTICO DE PELIGROS GEOLÓGICOS

En base a la revisión bibliográfica, el análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales y la información recopilada en terreno, se realizó un inventario de peligros geológicos para el área de estudio. En la FIGURA N° 4-3 se incluye un mapa inventario de peligros geológicos del área estudiada. A continuación se presenta el detalle del inventario para cada tipo de peligro geológico.

4.1 *Inventario procesos de remoción en masa registrados en el área de estudio*

Las remociones en masa se analizaron a partir de la recopilación bibliográfica, el análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales y las observaciones en terreno, con el objetivo de generar un inventario espacial e histórico.

Los datos obtenidos a partir de la bibliografía son principalmente sobre deslizamientos gatillados por el terremoto de 1960 (Galli & Sánchez, 1960) y antecedentes generales de la región y áreas cercanas, como el estudio de remociones en masa en el área urbana de Puerto Montt (SERNAGEOMIN, 2008), el registro de caída de rocas en el litoral de Huicha, al noroeste de Ancud (Lara, 2007) y el estudio de deslizamientos y flujos cercanos a Hornopirén (Náquira, 2009). La información recopilada se describe a continuación.

4.1.1 Deslizamientos gatillados por el terremoto de 1960 en la ciudad de Ancud (Galli & Sánchez, 1960)

Galli y Sánchez (1960) observaron fracturas originadas por los movimientos sísmicos en zonas restringidas de sedimentos modernos. En el antiguo aeródromo que se ubicaba en el sector de Pudeto, los mismos autores observaron grietas de 2 a 3 cm de ancho y de hasta 10 m de longitud, paralelas al río, las que atribuyeron a pequeños deslizamientos sin rechazo vertical, del aluvio hacia el río.

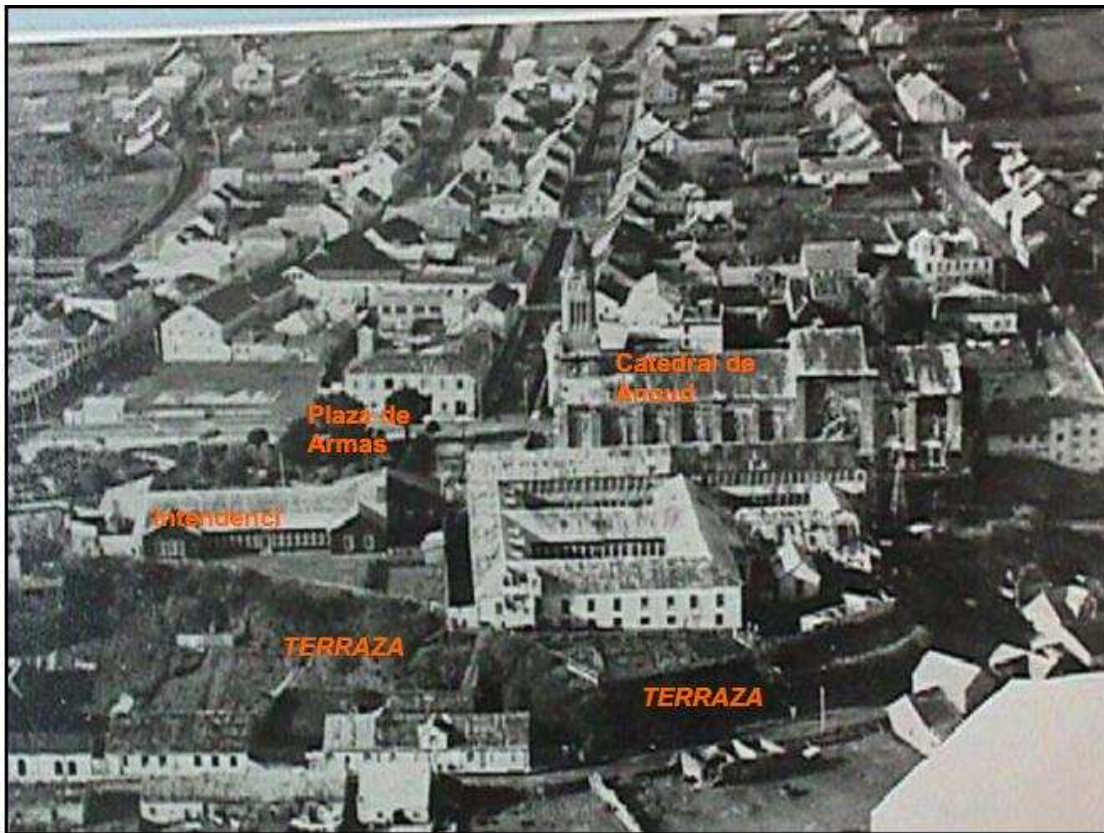
Estos autores también registran daños causados por deslizamientos en los sectores de bordes de los niveles aterrizados de la ciudad. Señalan que muchas casas situadas en la vereda norte de la calle Pudeto, en el borde de una terraza, fueron gravemente dañadas o completamente destruidas, sobre todo entre la calle Las Heras y la Plaza de Armas (ver FIGURA N° 4-3). Allí el terremoto agrietó el borde de esta terraza, que se deslizó hacia el cauce del río La Toma, fenómeno que atribuyen como responsable en parte de la gran destrucción de ese sector. También en el borde oeste de la terraza hubo grandes daños que afectaron principalmente a la Catedral y a la antigua Intendencia (FIGURA N° 4-1 y FIGURA N° 4-3).

4.1.2 Remociones en Masa en el área urbana de Puerto Montt (SERNAGEOMIN, 2008)

De acuerdo a este estudio, en la ciudad de Puerto Montt, las precipitaciones son el principal factor desencadenante de remociones en masa, las que corresponden principalmente a deslizamientos. La mayor parte de las remociones en masa registradas en esa ciudad han ocurrido cuando se han producido lluvias superiores a los 10 mm en un día, con lluvias sobre los 40 mm durante los tres días precedentes.

Las áreas identificadas como de alto peligro o muy inestables, son las que presentan fuertes pendientes, por sobre los 25° o 30°, con material no consolidado y es allí donde se han registrado la mayor parte de las remociones en masa en el pasado. Los sectores que se encuentran sobre las zonas de peligro medio son aquellos cuyas pendientes se encuentran entre los 15° y 20°, en algunos casos hasta los 30°. Estas zonas presentan evidencias de remociones en masa anteriores, aunque en menor grado que las zonas de alto peligro. Se ubican generalmente sobre depósitos coluviales producto de materiales deslizados por antiguas remociones, por lo que representan sectores que podrían verse nuevamente afectados por el material generado por futuras remociones provenientes desde las zonas de alto peligro.

FIGURA N° 4-1 Fotografía previa a 1960 en la que se observa el nivel aterrazado donde se ubicaba la antigua Intendencia y la Catedral, cuyo borde fue afectado por deslizamientos gatillados por el terremoto de 1960



Fuente: Saéz (2006)

4.1.3 Caída de bloques en el litoral de Huicha, al noroeste de Ancud (41.8° S/73.9° W) (Lara, 2007)

Este estudio señala la existencia de una pared vertical inestable de hasta 80 m, la cual se desarrolla en la zona litoral de la isla de Chiloé, especialmente en el sector occidental. Este acantilado está conformado por una sucesión de areniscas y fangolitas de la Formación Lacui (Valenzuela, 1982) y desde él continuamente se desprenden grandes bloques (FIGURA N° 4-2). La ruptura de propaga desde la base, o bien desde la superficie, aislando bloques que caen directamente sobre la angosta

franja de playa actual o al mar. En algunos sectores, la caída del acantilado afecta directamente las actividades humanas asentada en él y al mismo tiempo reduce la superficie útil en la zona próxima.

La inestabilidad del acantilado se debe a su litología poco competente y del continuo proceso de erosión marina basal. Habitualmente las tormentas y menos comúnmente los sismos cercanos han actuado como desencadenantes inmediatos de la caída de estos bloques en condiciones de particular inestabilidad.

FIGURA N° 4-2 Caída de bloques en el acantilado de Huicha, cerca de Ancud



Fuente: Hauser (2000)

4.2 *Inventario de inundaciones terrestres (Desbordes de Cauces y Anegamientos)*

El registro histórico indica una serie de eventos de inundaciones que han afectado a la ciudad de Ancud o a sectores cercanos, tal como se detalla en el cuadro (CUADRO N°4-1).

Además se cuenta con información acerca de sectores específicos de la ciudad de Ancud que históricamente han sido afectados por inundaciones. De acuerdo a Silva (2008), en el período comprendido entre 1960 y 2007, el río La Toma ha sufrido continuos desbordes, afectando a las calles 18, Arturo Prat, Blanco Encalada y Pedro Montt (FIGURA N° 4-3). En el año 2005 se construyó un sistema de evacuación de aguas del río La Toma, el que hasta el año 2008 había funcionado según locatarios del sector (Silva, 2008). Otro sector constantemente sujeto a inundaciones es Pudeto Bajo, el que ha sido numerosas veces afectado por desbordes del río Pudeto producto de mareas altas y precipitaciones intensas en el período 1960-2007 (Silva, 2008) (FIGURA N° 4-3). El mismo autor reporta constantes inundaciones que han afectado a viviendas del sector Fátima.

CUADRO Nº 4-1 Catastro de inundaciones terrestres

EVENTO (AÑO)	DESCRIPCIÓN
Temporales de 1877	A mediados de julio de 1877 se produjeron fuertes temporales que afectaron desde el desierto de Atacama hasta Chiloé. En Valdivia y Chiloé se produjo además un fuerte huracán de viento y lluvias, el cual destruyó la torre de la capilla del seminario de Ancud y derribó la escuela de Quetalmahue (Urrutia & Lanza, 1993).
Temporal de 1893	De acuerdo a la información bibliográfica de Urrutia y Lanza (1993), se describe un evento de inundación para la zona de Puerto Montt en el año 1893, producto de las fuertes lluvias que afectaron a la zona. Estas lluvias dejaron intransitables los caminos. Varias personas debieron abandonar sus casas. El área más afectada fue en las cercanías de la laguna Tagua Tagua.
Temporal de 1922	Según Urrutia y Lanza (1993), en los meses de junio, julio y agosto de 1922, un frente de mal tiempo azotó a la zona comprendida entre Concepción y Chiloé, dejando varios muertos, daños en las poblaciones, en la agricultura y decenas de damnificados. En Chiloé se desbordó el río Pudeto, se deterioró la línea del ferrocarril y se interrumpieron las comunicaciones telegráficas.
Temporal de 1929	Entre el 9 y 10 de agosto de 1929 un fuerte temporal azotó el territorio entre Antofagasta y Puerto Montt. La mayoría de las ciudades sufrieron anegamientos en sectores bajos y fuertes vientos que botaron árboles y postes.
Temporales de 1934	Entre el 17 de mayo y 4 de junio de 1934 hubo temporales desde Copiapó a Magallanes, dejando pérdidas humanas, de animales, damnificados, daños en caminos, casas, en puentes y vías férreas.
Temporales de 1949	El 19 de mayo de 1949 se inició un temporal de lluvia y viento que azotó al país desde Aconcagua hasta la Antártida. En Puerto Montt se inundaron edificaciones, se rebalsaron los desagües. El lago Llanquihue sepultó ochenta y seis casas.
Temporales de 1950	En 1950 durante el mes de junio hubo grandes daños entre Concepción y Puerto Montt, a causa de fuertes lluvias. En Puerto Montt se anegaron calles, casas de los barrios bajos, caminos principales quedaron en pésimo estado, y hubo pérdidas de animales.
Temporal de 1958	En mayo de 1958 el caserío de Pudeto, en las inmediaciones del río del mismo nombre, sufrió serias inundaciones que impidieron el tránsito durante varios días por el camino troncal de Ancud a Chacao y de Ancud a Linao. Además, el camino longitudinal de Ancud a Castro, en el sector de Butralcura, sufrió derrumbes de consideración, interrumpiendo las comunicaciones terrestres y telegráficas (Urrutia & Lanza, 1993).
Temporales de 1961	De acuerdo a Urrutia y Lanza (1993), los temporales del año 1961 generaron fuertes lluvias y vientos que afectaron la zona ubicada entre Valparaíso y Ancud.
Temporales de 1965	En 1965 Chiloé sufrió los efectos de las lluvias y de fuertes vientos que barrieron con modestas viviendas y volaron gran cantidad de techos. El 14 de agosto de ese mismo año una enorme crecida de marea, con olas de más de diez metros, obligó a los isleños a evacuar sus casas y dirigirse hacia las partes altas. En el sector de Pudeto la cancha de aviación y gran cantidad de viviendas se inundaron, quedando la población aislada (Urrutia & Lanza, 1993).
Inundaciones de 1970	Un frente de mal tiempo de más de tres días de duración afectó en julio de ese año a las zonas entre Illapel hasta Puerto Montt. En esta última hubo daños a casas a causa del fuerte viento y lluvia.
Inundaciones y temporales de 1979	Lluvias torrenciales, vientos huracanados y nevazones afectaron desde la V región al sur en 1979. En Puerto Montt fuertes lluvias causaron un derrumbe de un cerro que aplastó a un campamento de pescadores de la zona de Corhuín.
Temporal de 1981	Entre abril y junio varios frentes azotaron desde el Norte Chico al sur. En Puerto Montt se cortaron vías férreas, y hubo vientos de más de 100 km/h.
Temporal de 1988	Un temporal que afectó la zona desde Concepción hasta Puerto Montt, dejó puentes y caminos cortados, casas se destruyeron por el desborde de ríos y varias localidades quedaron aisladas.
Temporal de 1990	Afectó desde la zona central al sur del país. Fuertes lluvias y vientos de más de 100 km/h dejaron viviendas anegadas, dejó puentes y caminos cortados.
Temporal de 1992	Un temporal de viento y lluvia se desató en la X región a partir del 19 de febrero. Dejó casas dañadas por inundaciones, cortes de caminos y derrumbes afectaron la zona.

Elaboración propia en base a Urrutia y Lanza (1993).

4.3 Inventario de inundaciones litorales por maremotos

A continuación se presenta un catastro histórico de maremotos que han afectado a la zona sur de Chile (CUADRO N° 4-2). De acuerdo a Lockridge (1985), el runup del maremoto de 1960 en la ciudad de Ancud fue de 12 m.

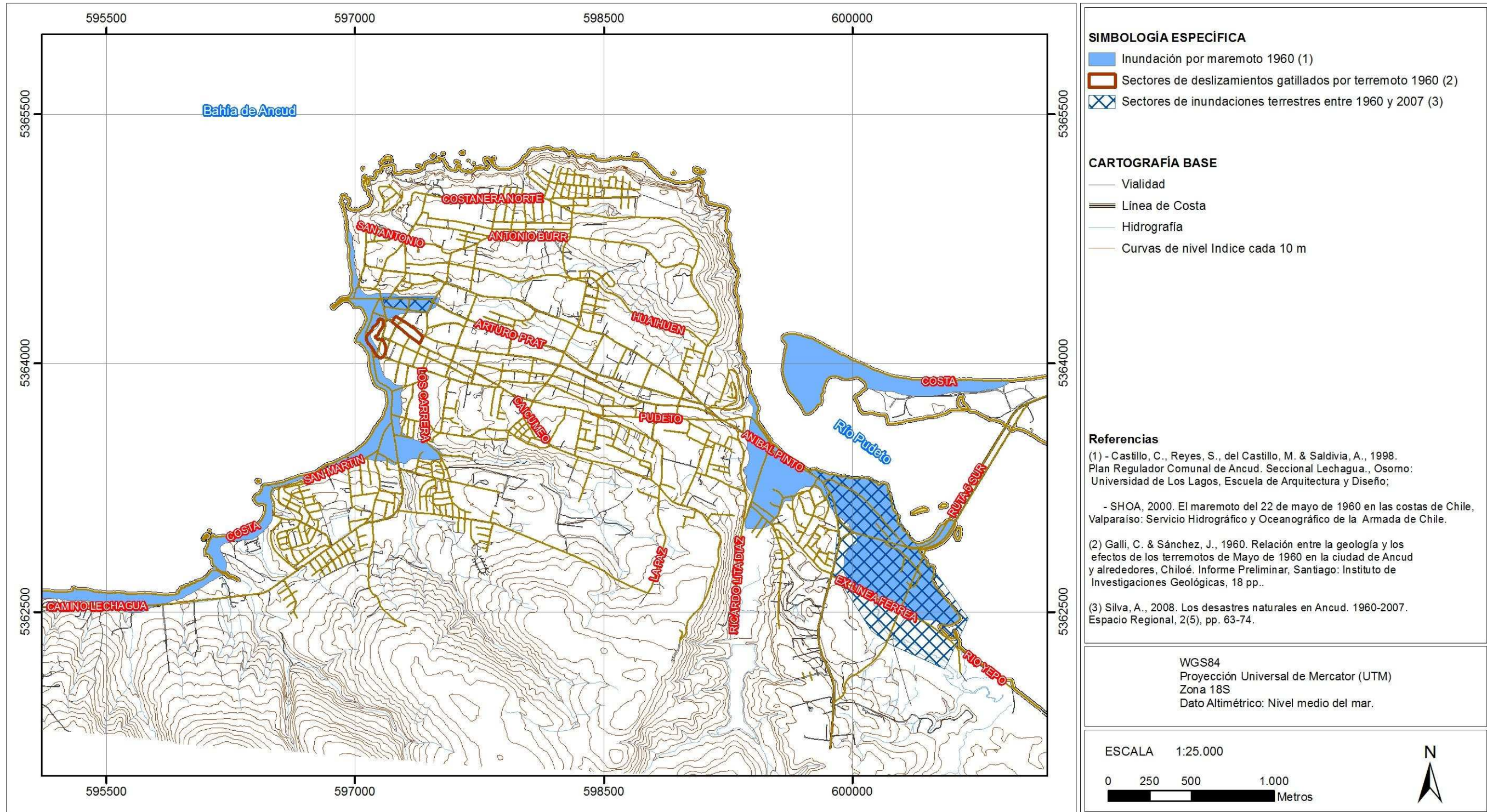
Por otro lado, Saéz (2006) señala que las aguas en dicha ciudad no habrían superado la cota de 10 m, de acuerdo a los antecedentes históricos. También existen trabajos que han mapeado la zona de la ciudad inundada por este maremoto, como el de Castillo et al. (1998) y SHOA (2000), donde se observan alturas de inundación que alcanzan entre 10 y 12 m. (FIGURA N° 4-3).

CUADRO N° 4-2 Inventario de inundaciones litorales por maremotos

FECHA	DESCRIPCIÓN
14 de Mayo De 1633	Este maremoto afectó a la Isla de Chiloé, en donde se registraron daños a pequeñas construcciones en la costa. Según Lockridge (1985), este maremoto tuvo asociada una ola de 2 metros de altura y fue ocasionado por un sismo ocurrido en los 41.8° de Latitud Sur y los 74.0° de Longitud Oeste.
20 de Febrero de 1835	Este evento fue ocasionado por un sismo que se percibió desde Copiapó hasta la Isla de Chiloé, siendo Concepción una de las ciudades más afectadas. Según Urrutia y Lanza (1993) el maremoto ocasionó graves daños entre Arauco y Constitución. Reportes sugieren que este maremoto alcanzó la Isla de Chiloé sin ocasionar daños de importancia.
7 de Noviembre de 1837	Maremoto ocasionado por un fuerte sismo registrado en los 42.5° de latitud Sur y los 74.0° de longitud Oeste. El maremoto causó marejadas en canales interiores de la Isla de Chiloé. (Lockridge, 1985).
13 de Agosto de 1868	Este evento fue originado por un terremoto ocurrido en los 18.6° de latitud sur y 71.0° de longitud oeste. El maremoto afectó desde la localidad de Tambo en Perú hasta la Isla de Chiloé. En Ancud se registraron intensas marejadas (Lockridge, 1985).
10 de Mayo de 1877	Existen registros de este maremoto desde Iquique hasta Ancud, siendo la zona norte y centro las más afectadas por este evento. Este maremoto fue originado por un terremoto cuyo epicentro se determinó en los 19.6° de latitud Sur y los 70.2° de Longitud Oeste. En el sector de Ancud y Puerto Montt se registraron fuertes marejadas, sin ocasionar daños significativos (Lockridge, 1985).
21 de Noviembre de 1927	Evento originado por un terremoto submarino cuyo epicentro fue ubicado en los 44,6° de Latitud Sur y 73.0° de Longitud Oeste. Existen reportes de que este maremoto alcanzó una altura de 2.8 metros y afectó principalmente a Puerto Aysén, en donde algunos botes quedaron sobre los árboles (Lockridge, 1985).
1946	Evento originado por un terremoto submarino cuyo epicentro fue a 80 millas al SE de la Isla Unimak, en el archipiélago de las Aleutinas. Según Urrutia y Lanza (1993), este evento afectó a todos los puertos del litoral abiertos al océano Pacífico, no así a los puertos interiores de Puerto Montt y Punta Arenas. Reportes de este maremoto existen en Iquique, en donde las ondas alcanzaron un runup de 5 metros, y para Valparaíso, en donde el mar avanzó hasta 100 metros por los caminos de la ciudad. No existen reportes para la zona sur y austral.
22 de Mayo de 1960	Maremoto ocasionado por un sismo que afectó a la zona sur, causando severos daños en las provincias ubicadas entre en Concepción y Chiloé, siendo las ciudades de Valdivia, Corral, Puerto Montt, Ancud y Castro las más afectadas. El maremoto fue de tales proporciones que afectó desde Arica hasta Punta Arenas, siendo las zonas más afectadas aquellas comprendidas entre los puertos de Aysén y Lota (SHOA, 2000).

Fuente: Elaboración propia en base a Urrutia y Lanza (1993), Lockridge (1985) y SHOA (2000).

FIGURA Nº 4-3 Mapa inventario de peligros geológicos de la ciudad de Ancud



Fuente: Elaboración Propia.

4.4 *Inventario de sismos y terremotos registrados en el área de estudio*

4.4.1 Antecedentes Históricos

La costa oeste de Sudamérica está delineada por el borde occidental de la placa tectónica Sudamericana y se caracteriza por su sismicidad debido a la convergencia entre esta placa y la placa tectónica de Nazca. Esta convergencia de placas se caracteriza por un nivel particularmente alto de acoplamiento mecánico en la zona de contacto entre las placas, lo que permite la acumulación de grandes niveles de energía que al liberarse, cuando la energía acumulada supera la resistencia mecánica en la zona de contacto entre las placas, generan sismos de gran magnitud. Por lo anterior, la zona de convergencia define una banda sísmica activa angosta, de aproximadamente 150 a 200 kilómetros de ancho, y una profundidad variable que aumenta hacia el este, entre aproximadamente 5 km de profundidad en la fosa Perú-Chile y aproximadamente 150 km de profundidad bajo el cordón montañoso de Los Andes. En la zona de estudio, el contacto entre ambas placas se extiende hasta alrededor de los 40 - 53 km de profundidad (Tichelaar & Ruff., 1993), (Suárez & Comte, 1993), (Belmonte-Pool, 1997), (Khazaradze & Klotz., 2003), (Tassara, et al., 2006)

La costa de Chile históricamente ha sido afectada por grandes terremotos, varios acompañados de maremotos destructivos. En la FIGURA N° 4-4 se grafican los más importantes sismos de subducción que han afectado al territorio de Chile continental en el período histórico.

El área de estudio posee antecedentes históricos de grandes terremotos interplaca tipo thrust (por ejemplo, los terremotos de 1837, 1960) tal como se observa en la FIGURA N° 4-4. Los principales eventos que han afectado al área de estudio se presentan en el CUADRO N° 4-4, donde destaca el terremoto de 1960, que corresponde al evento sísmico más grande registrado instrumentalmente en la historia moderna, al que se calculó una magnitud de MW=9.5. En la zona de estudio no han sido registrados eventos intraplaca de profundidad intermedia con magnitudes de importancia, esto es en gran parte debido a las limitaciones del registro instrumental e histórico.

El registro histórico de los más grandes sismos interplaca ocurridos se detallan en el CUADRO N° 4-3. Los terremotos previos a 1960 no poseen información instrumental que permita determinar sus características, por lo que, utilizando datos de intensidad de daño, se estiman las áreas de ruptura de estos terremotos, utilizando la metodología propuesta por Kausel & Ramírez, (1992). El área de ruptura para cada uno de estos sismos históricos se presenta en la FIGURA N° 4-5.

Hacia el este de la comuna de Ancud también se ha registrado actividad sísmica asociada a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Si bien en su mayoría dichos sismos son de magnitudes menores, un ejemplo del potencial sísmico de esta estructura geológica es el caso del enjambre sísmico del año 2007 y que afectó a Puerto Aysén, ubicado al sur del área de estudio, pero que se encuentra próximo a la traza de la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Su inicio ocurrió el 23 de Enero de 2007 con un sismo MW = 5.2 (USGS), siguió una gran actividad entre el mes de Enero y Abril (con más de 7200 eventos corticales superficiales, a profundidades inferiores que 25 kilómetros) y el 21 de Abril ocurrió el sismo mayor, considerado terremoto, (MW = 6.2) que generó grandes deslizamientos, con

posterior maremoto local, y que tuvo grandes efectos sobre la población. La actividad sísmica de la falla se origina por la liberación de esfuerzos de cizalle, que han sido acumulados por el movimiento diferencial de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, los que son resultado de la oblicuidad de la convergencia de la placa de Nazca con la placa Sudamericana, lo que es sumado a la debilidad termal en la zona intra-arco que permite la absorción de esta deformación bajo un régimen de esfuerzo transpresivo. (Mora, 2009).

CUADRO N° 4-3 Registro histórico de los más grandes sismos interplaca ocurridos en la zona de estudio

FECHA	DESCRIPCIÓN
16 de Diciembre de 1575	Diciembre 16, hora y media antes de la media noche, la ciudad de Valdivia fue semidestruida por un terremoto de gran intensidad que abarcó la amplia zona comprendida entre Villarrica y Castro. La ola que produjo el maremoto subió por el río hasta Valdivia, provocando la muerte de 100 personas en la Bahía de Corral y Valdivia. Los derrumbes de los cerros obstruyeron el cauce del río Calle Calle y al romperse la represa, el agua desbordó sobre los poblados.
24 de Diciembre de 1737	El 24 de diciembre, la plaza de Valdivia fue asolada por un gran terremoto, razón por la cual se pensó trasladar los fuertes. La zona afectada llegó hasta Castro.
7 de Noviembre de 1837	El 7 de noviembre, a las 8:05, un terremoto afectó Valdivia, Osorno y Ancud, ocasionando un tsunami transpacífico en el cual se registraron hasta 6 m de run-up en Hilo (Hawaii), 2 m en la Isla de Mancera, cerca de Valdivia.
22 de Mayo de 1960	El 22 de mayo ocurre el evento más grande registrado en la historia de la sismología moderna, al que se le ha estimado una magnitud de momento (MW) de 9.5, largo de ruptura estimado en cerca de 1000 kilómetros, un deslizamiento entre las dos placas estimado en 30 metros (Madariaga, 1998) y reveló que los valores extremos de cambio en la topografía fueron de un alzamiento de 6 m en la Isla Guambin y de 2 m de subsidencia en la ciudad de Valdivia. Como consecuencia, este terremoto generó un tsunami que arrasó prácticamente todas áreas costeras, desde la Península de Arauco a la Isla de Chiloé, llegando a Japón cerca de 23 horas después. Cerca de 38 horas después de este megasismo tipo thrust, se inició la actividad del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle.

Fuente: Elaboración propia en base a Urrutia y Lanza (1993) y Madariaga (1998).

CUADRO N° 4-4 Datos de terremotos de magnitud superior a 7.0 ocurridos en la zona.

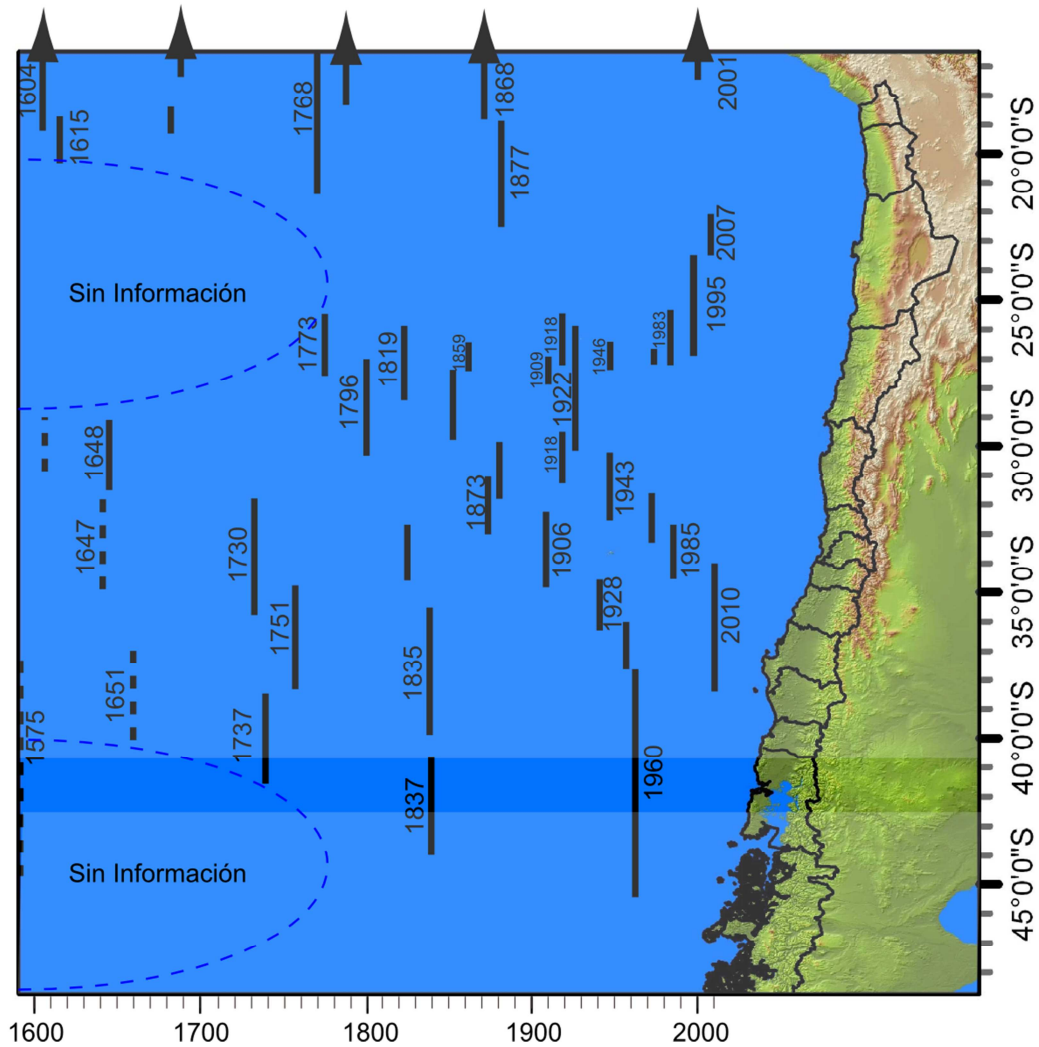
Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	Año	Mes	Día
-73.20	-39.80	-	8.9	1575	12	16
-73.20	-39.80	-	7.9	1737	12	24
-73.20	-39.80	-	8.3	1837	11	7
-73.50	-37.50	-	7.3	1960	5	21
-73.00	-37.50	-	9.5	1960	5	22

Fuente: Elaboración Propia.

En la zona de la falla Liquiñe-Ofqui en los últimos 40 años se han registrado, por la red mundial, nueve eventos de magnitudes entre 5.2 y 6.2 ubicados a lo largo de la traza de la falla, pero la baja precisión en profundidad de la ubicación de los hipocentros no permite asignar directamente estos eventos a la falla. Un estudio que contó con una red sísmológica local ubicada en la isla de Chiloé y la región continental de Chaitén, cubriendo el área aproximadamente entre los 41.5°S y los 43.5°S (Lange et al., (2008), registró setenta y cinco sismos superficiales, de profundidad menor a 25 km, con magnitudes de hasta MW 3.8 en los 11 meses en que la red estuvo instalada. Estos sismos se

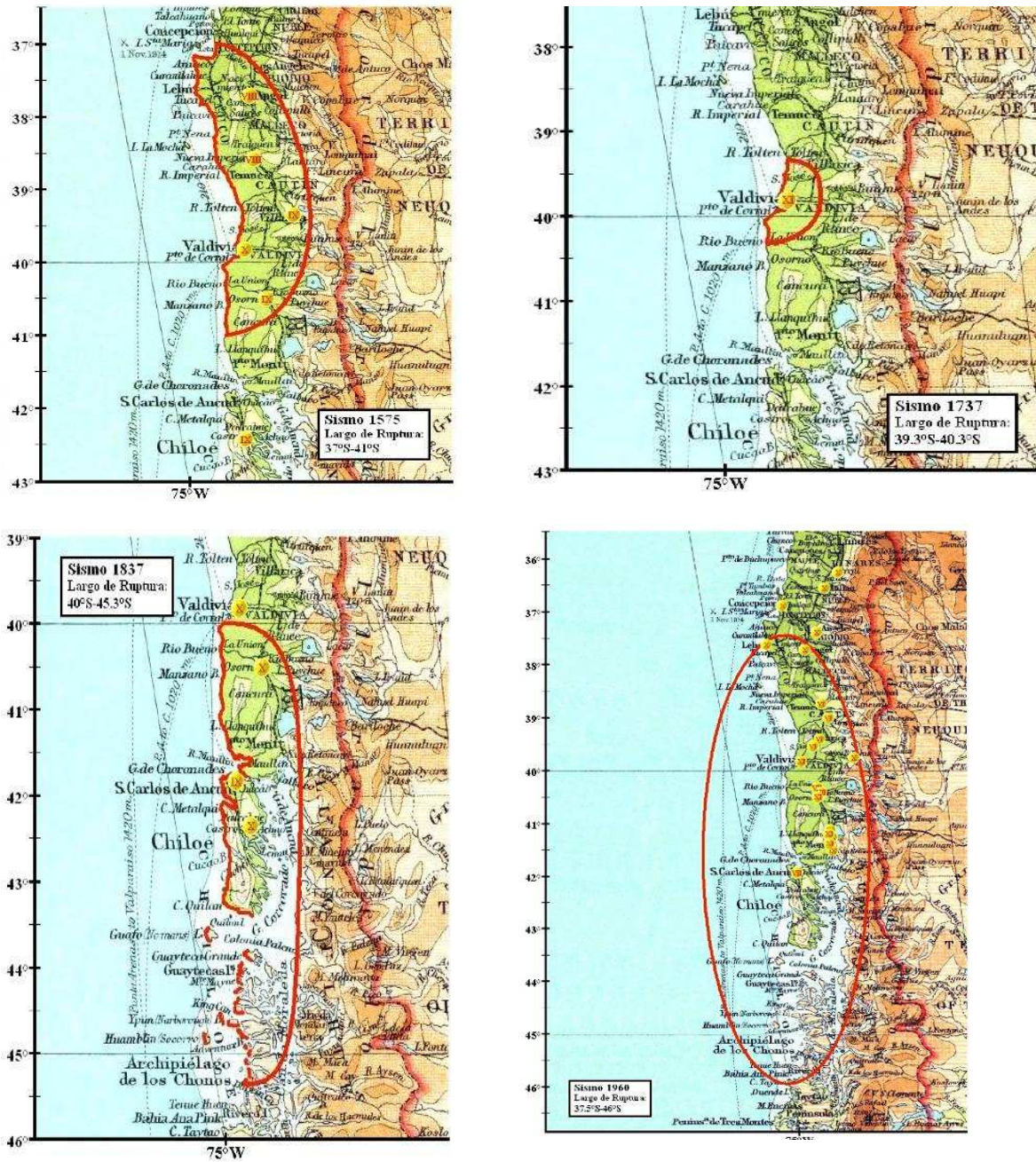
presentaban en forma de cúmulos localizados a lo largo de la ZFLO (FIGURA N° 4-6), a actividad en fallas secundarias, y a los volcanes Yate, Hornopirén y más al sur del área de estudio a los volcanes Chaitén, Michinmahuida y Corcovado (Lange, et al., 2008).

FIGURA N° 4-4 Terremotos de subducción históricos con magnitud estimada y calculada mayor a 7.2, y sus áreas de ruptura. En línea continua las zonas de ruptura bien identificadas, en línea discontinua las zonas de ruptura inferidas a partir de datos históricos.



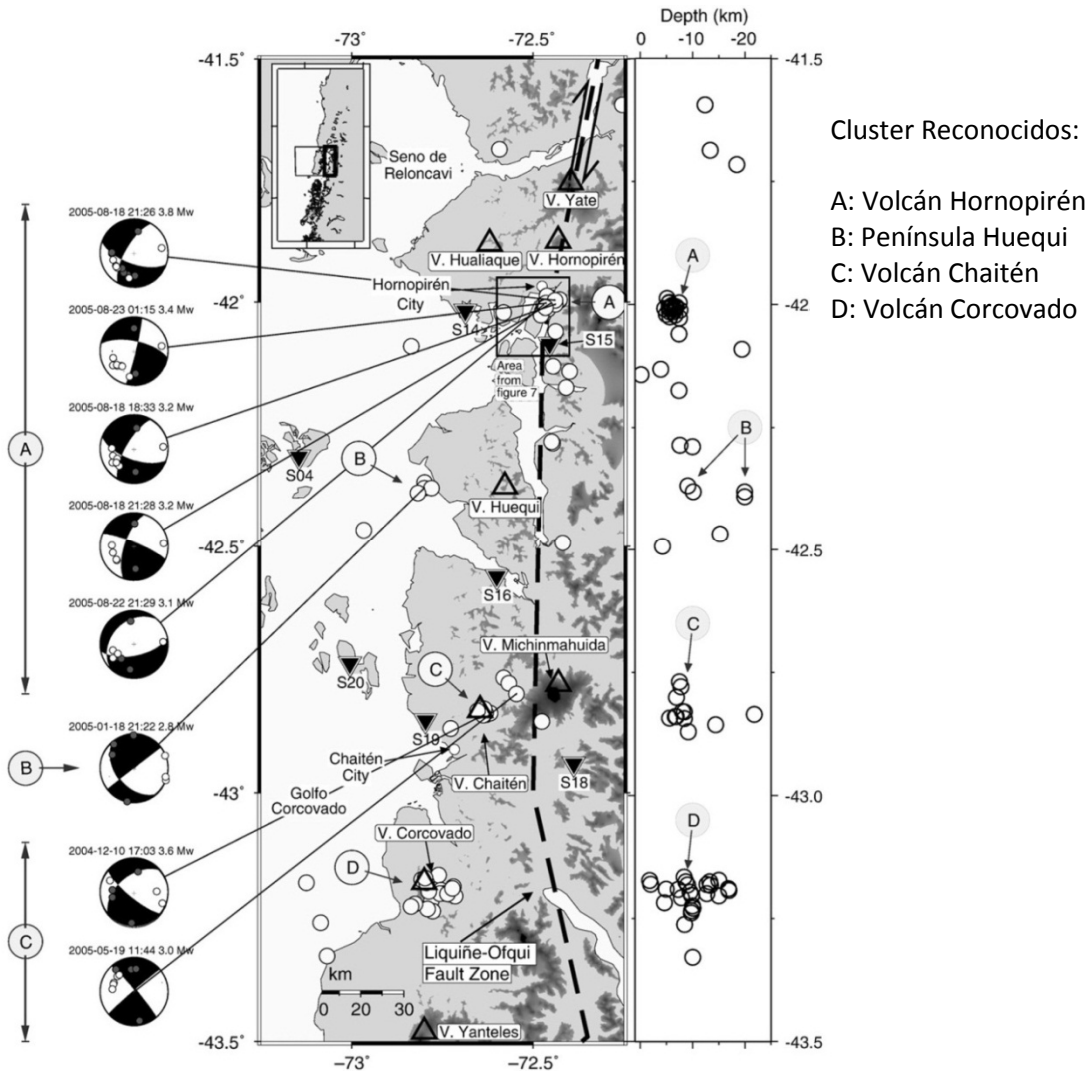
Fuente: Elaboración Propia.

FIGURA N° 4-5 Área de ruptura (encerrado en elipse roja) e intensidad de daño observada para los terremotos de: 1575 (M 8.5), 1737 (M 7.5-8.0), 1837 (M 8.0) y 1960 (M 9.5).



Fuente: (Susa, 2004).

FIGURA N° 4-6 Sismicidad cortical registrada al ste y sureste del área de estudio con soluciones de mecanismos focales a lo largo del experimento de Lange, *et al.* (2008)



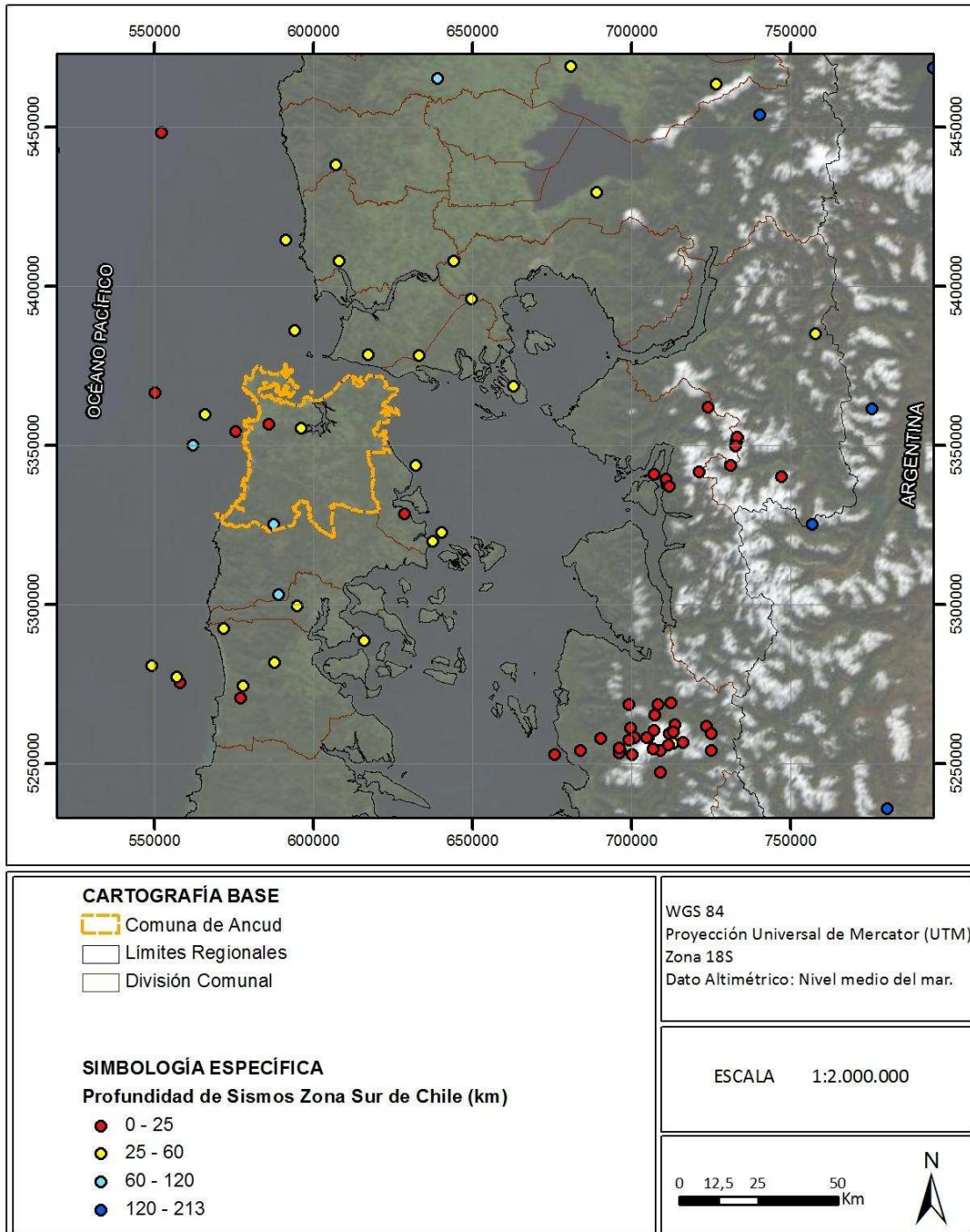
Fuente: Lange et al. (2008).

4.4.2 Sismos registrados por la red sismológica mundial.

En la FIGURA N° 4-7 se presenta la sismicidad registrada por la red sismológica internacional, con magnitudes superiores a 3.0. Es posible ver en la FIGURA N° 4-7 como un grupo importante de eventos se localizan próximos al contacto entre las dos placas; estos eventos sísmicos son denominados como interplaca o thrust (dado su bajo ángulo de manteo). Además, se aprecia una gran cantidad de eventos que ocurren al interior de la placa de Nazca, lejos del contacto, a profundidades superiores a 50 km; a este conjunto de eventos se les conoce como intraplaca de profundidad intermedia. En la FIGURA N° 4-6 y FIGURA N° 4-7 también es posible observar, en mucho menor medida, sismos superficiales en la placa Sudamericana, cerca de la Cordillera de Los

Andes, correspondiendo a sismos corticales cordilleranos. Cabe destacar que no hay un registro suficiente de este último tipo de sismicidad para proceder a estimar los parámetros necesarios para efectuar estudios probabilísticos.

FIGURA N° 4-7 Mapa regional con la sismicidad dominante del área de estudio



Fuente: Elaboración propia en base a Catálogo NEIC (sismos sobre magnitud 3.0).

4.5 Principales fuentes sísmicas reconocidas en el área de estudio.

En el área de estudio se reconocen tres fuentes sismogénicas principales, las cuales son: Interplaca tipo thrust, intraplaca de profundidad intermedia y eventos corticales (ver FIGURA B-3 en el Anexo B.1.1).

4.5.1.1 Sismos Interplaca tipo Thrust

Corresponden a aquellos eventos que se producen en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana (ver FIGURA B-3 en el Anexo B.1.1), producto de los esfuerzos comprometidos en el proceso de la subducción. Este tipo de eventos alcanzan grandes magnitudes y son aquellos poseen potencial de generar maremotos. La zona de estudio se ha visto afectada por este tipo de sismo, por ejemplo el terremoto de 1960.

4.5.1.2 Sismos Intraplaca de Profundidad Intermedia

Esta fuente corresponde a los sismos que ocurren en el interior de la placa de Nazca, a continuación de la zona de acople; alcanzando profundidades mayores de 50 km y hasta los 150 -200 km. (FIGURA B-3 en el Anexo B.1.1)

La zona de estudio no ha sido afectada en períodos históricos por terremotos del tipo intraplaca de profundidad intermedia de magnitud importante. Sin embargo, en el país han ocurrido terremotos intraplaca de profundidad intermedia de gran magnitud ($M \approx 8$) son el de Chillán de 1939 y el de Tarapacá del año 2005, que han sido los terremotos que más daño y mortandad han generado en Chile. Por lo que esta fuente de sismicidad no debe ser desestimada.

4.5.1.3 Sismos Corticales

La sismicidad cortical está asociada a fallas geológicas activas y a procesos de deformación frágil en la corteza, y en general relacionados en su mayoría a sistemas de fallas inversas, razón por la cual la productividad sísmica de esta fuente no se distribuye espacialmente homogénea. En la FIGURA N° 4-6 (derecha) se presentaron los focos asociados a sismicidad superficial, los que presentan buena correlación con las fallas corticales activas (actividad en el Holoceno) que se han recopilado de la información existente (FIGURA N° 4-8). A partir de ambas figuras es posible verificar que existe una actividad sísmica superficial difusa al oriente del área de estudio, pero no lo suficiente para permitir un análisis probabilístico. Los antecedentes que se disponen no permiten definir el periodo de retorno de estas fallas activas.

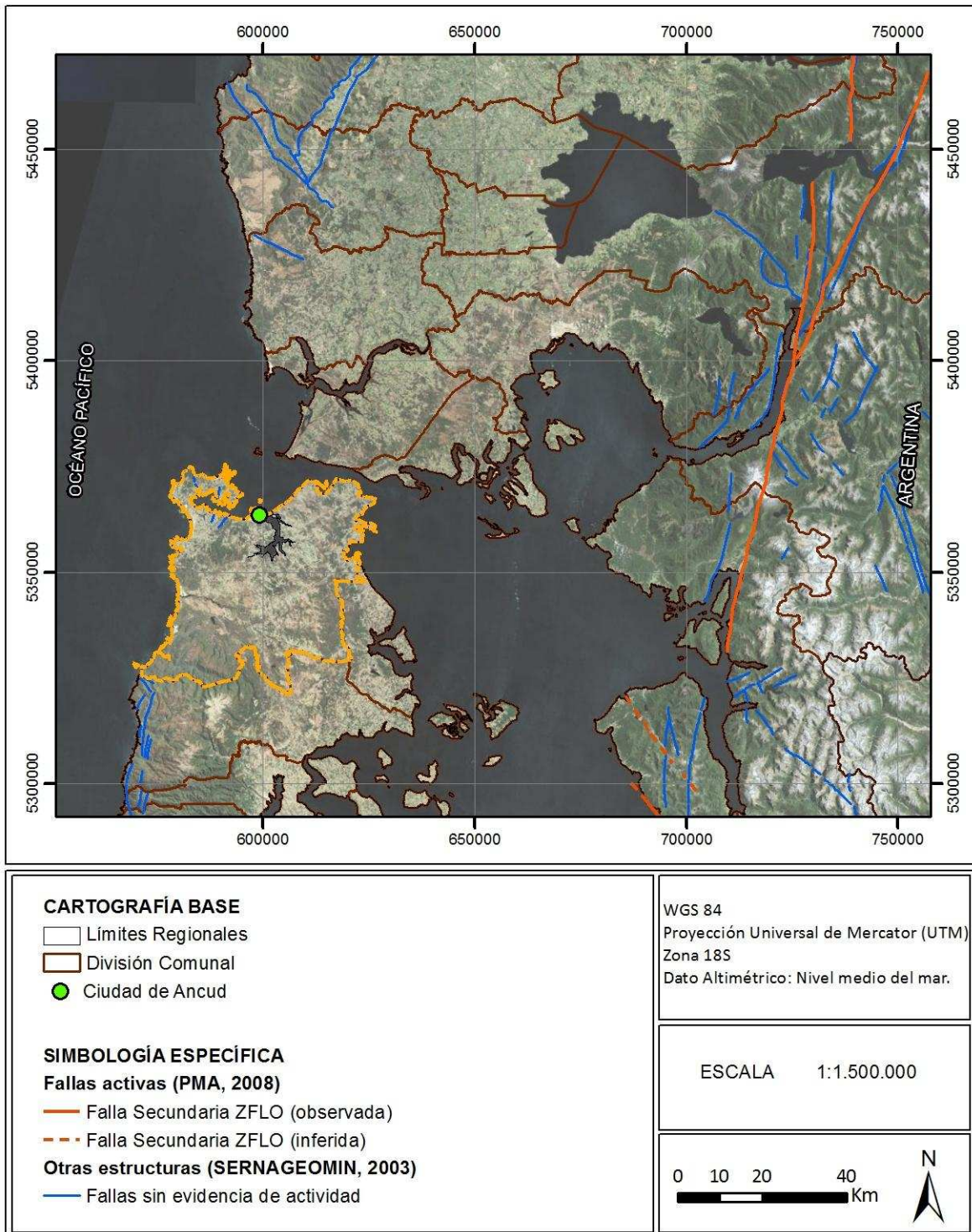
4.5.2 Estudios previos del Peligro Sísmico en el área de estudio

En Chile se han desarrollado investigaciones previas que han estimado el peligro sísmico a diversas escalas de estudio. En esta zona, el último gran terremoto fue el de Valdivia de 1960 ($MW=9.5$), por lo tanto Susa (2004) propone que existe una probabilidad muy baja que se vuelva a producir un

terremoto importante (MW sobre 7.0 -7.5) en dicha zona para un periodo de tiempo próximo (correspondiente al intervalo 2004 y 2024). Según los resultados del estudio anteriormente mencionado la zona sur del área analizada es una de las regiones del país que presenta menores probabilidades de ocurrencia de un sismo de magnitud importante a corto plazo.

Por otro lado, el proyecto denominado Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) (Giardini, et al., 1992) desarrollado entre 1992 y 1999, tuvo como objetivo elaborar un mapa a escala global del peligro sísmico expresado en aceleración horizontal (peak ground acceleration, pga). Por ello, se estimó la aceleración máxima en la horizontal para un plazo de vida útil de 50 años considerando un 10% de probabilidad de excedencia (equivalente a un período de retorno de 475 años). Los resultados obtenidos para el área en estudio estiman una aceleración máxima en la horizontal de 2.4 m/s² (peligro moderado correspondiente a cerca de un 18%g) con un período de retorno de 475 años.

FIGURA N° 4-8 Mapa de fallas activas del área de estudio



Fuente: Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2003) y PMA (2008)

4.6 *Inventario de volcanes y erupciones históricas y prehistóricas registradas en el área de estudio*

El catastro de volcanismo se realizó a partir de la recopilación bibliográfica de los textos de Petit-Breuilh (1995), (2003) y González-Ferrán (1995).

Gran porcentaje del territorio chileno es afectado o puede llegar a ser afectado por erupciones volcánicas. En particular, el área de estudio, se dispone dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS) (FIGURA N° 4-9), la cual unos 1400 km del margen continental chileno, desde los 33,4° (Volcán Tupungatito) a los 45,9° (Volcán Hudson). En relación a la ZVS, esta consta de alrededor de 60 volcanes activos durante el Holoceno (Siebert & Simkin, 2002); limita al norte con el segmento de subducción de bajo ángulo, que ha sido atribuida a la subducción del ridge de Juan Fernández (Naranjo & Stern, 2004), mientras que al sur con la subducción del Chile Rise, donde se juntan 3 placas Naranjo & Stern, (2004): Nazca, Antártica y Sudamericana. González-Ferrán (1995) identificó 1334 centros eruptivos en esta zona y se estima que cerca del 70% de la población de Chile reside en ella.

Para el inventario de volcanismo se han considerado los volcanes activos o potencialmente activos ubicados entre los 41° y 42,5° S y sus depósitos asociados. Dentro de este segmento se encuentran los volcanes Puntiajudo, Cordón Los Cenizos, Cayutué-La Viguera, Osorno, Calbuco, Cuernos del Diablo, Yate, Hornopirén, Hualaihué o Apagado y Huequi (FIGURA N° 4-10).

Las erupciones históricas identificadas a partir de la recopilación bibliográfica se presentan en el CUADRO N° 4-4. Cada uno de los centros eruptivos considerados se describe a continuación.

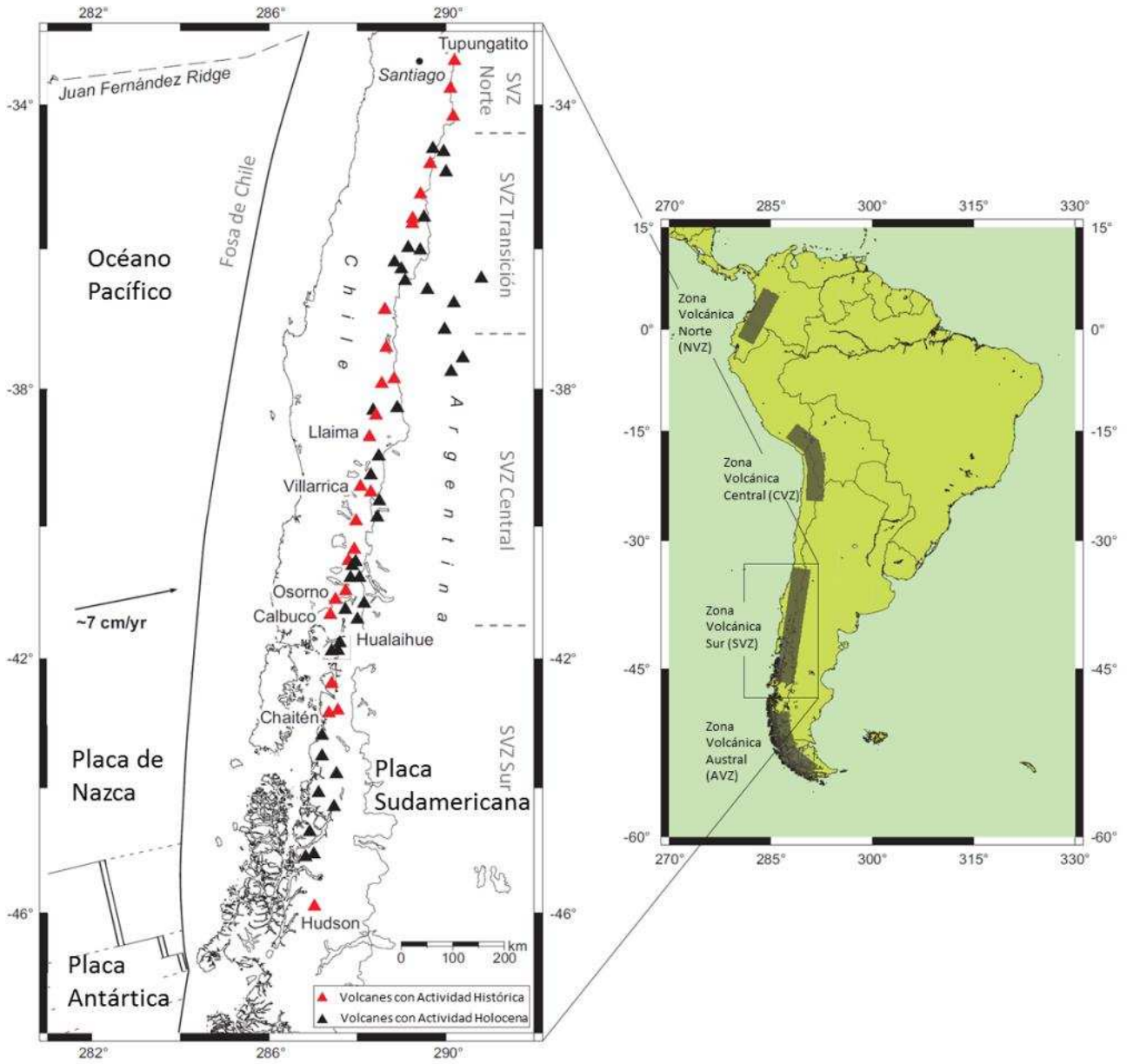
4.6.1 Volcán Puntiajudo

Corresponde a un estrato volcán de edad Pleistocena. Su cuello se caracteriza por estar constituido por brechas y aglomerados volcánicos muy inestables que pueden generar avalanchas de rocas. Su composición corresponde a basaltos andesíticos. Dentro de este complejo se encuentra la Fisura Cordón Los Cenizos (González-Ferrán, 1995).

4.6.2 Cordón Los Cenizos

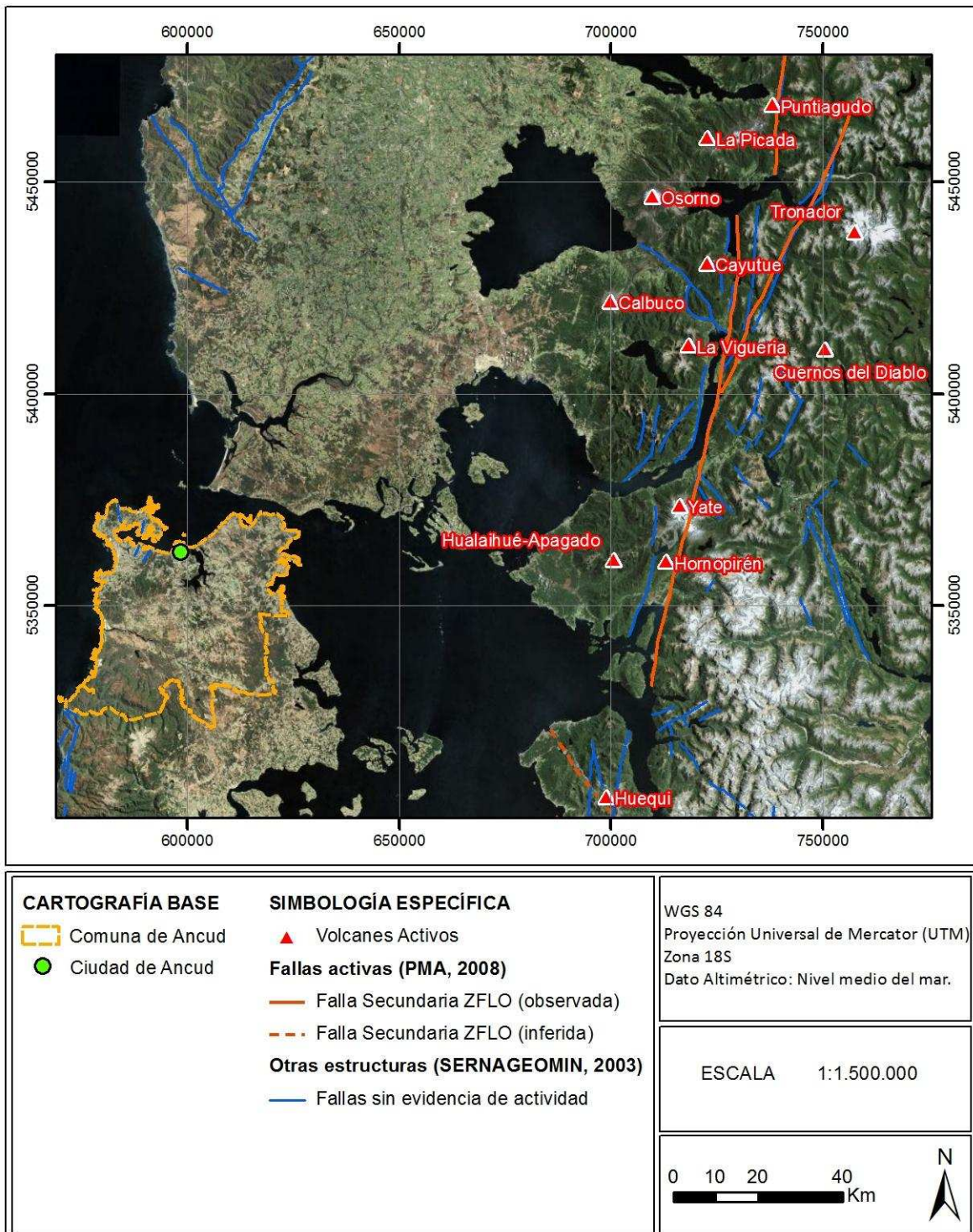
Corresponde a tres fisuras paralelas del complejo eruptivo Puntiajudo, con rumbo N55°E y una longitud de 20 km, de edad inter y post glacial. Se compone de 41 centros eruptivos que han generado flujos de lavas y conos piroclásticos. Su composición es basáltica de olivino (González-Ferrán, 1995).

FIGURA N° 4-9 Mapa General de la Zona Volcánica Sur



Fuente: Modificado de Watt (2010)

FIGURA N° 4-10 Centros volcánicos cercanos al área de estudio



Fuente: Elaboración propia.

CUADRO N° 4-5 Registro de principales erupciones volcánicas históricas

Volcán	Producto Volcánico	Fecha erupción	Referencia
Puntiagudo	Sin información	07-04-1930	Urrutia & Lanza, 1993
Cordón Cenizos	Explosiones	1850	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción Estromboliana	Fines de 1892	Petit-Breuilh, 2003
	Explosiones con emisión de cenizas	04-1924	Petit-Breuilh, 2003
	Explosiones con emisión de cenizas	1930	Petit-Breuilh, 2003
Calbuco	Erupción explosiva a través de la chimenea central, con flujos de piroclastos	1792 (¿?)	Smithsonian National Museum of Natural History
	Explosiones	26-11-1834	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	11-1837	Petit-Breuilh, 2003
	Actividad explosiva con abundante emisión de piroclastos. Lahares que descendieron por el río Hueñuhueñu y Este.	10-01-1893	Petit-Breuilh, 2003
	Abundante emisión de tefra y gases. La columna del chorro y el hongo alcanzó 8000 m. Eventual formación de Lahares.	19-04-1893	González-Ferrán, 1995
	Eyección de tefra; lluvia de Lapilli en Ralún.	05-08-1893	González-Ferrán, 1995
	Eyección de tefra; lluvia de cenizas al oeste de Osorno y en Puerto Montt. A fines de Setiembre se registró lluvia de cenizas en Valdivia.	09-09-1893	González-Ferrán, 1995
	Eyección de tefra; lluvia de cenizas, lapilla y bombas incandescentes de hasta 30 cm de diámetro a 8 km del centro de emisión y de 3 cm de diámetro a 12 km. La lluvia de piroclastos incandescentes provocó incendios de bosques en varios sectores de los alrededores del volcán (por ejemplo en el área de Hueñuhueñu).	05-10-1893	González-Ferrán, 1995
Emisión de gran cantidad de piroclastos. La lluvia de cenizas oscureció toda la zona hasta más allá de Maullín, a 60 km al oeste del volcán.	29-10-1893	González-Ferrán, 1995	

Volcán	Producto Volcánico	Fecha erupción	Referencia
Calbuco	Erupción explosiva, con emisión de Tefra, formación de lahares calientes que descendieron hacia el norte y este por los ríos Tepú, Blanco y Hueñuhueñu.	16-11-1894	González-Ferrán, 1995
	Explosiones con emisión de cenizas	1903	Petit-Breuilh, 2003
	Explosiones con emisión de cenizas	1906	Petit-Breuilh, 2003
	Probables explosiones freatomagmáticas.	22-04-1907	González-Ferrán, 1995
	Explosiones freatomagmáticas.	04-1909	González-Ferrán, 1995
	Explosiones con emisión de cenizas	1911 a 1912	Petit-Breuilh, 2003; González-Ferrán, 1995
	Erupciones fuertemente explosivas que dieron origen a lahares calientes, que descendieron hacia el noreste por el río Blanco (Ensenada). Se generó un nuevo domo y las lavas sobrepasaron los bordes del antiguo cráter y descendieron hacia el este y hacia el sur del edificio volcánico.	04-02-1917	Petit-Breuilh, 2003; González-Ferrán, 1995
	Explosiones	1922	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción explosiva con generación de flujos de piroclastos. Violenta emisión de tefra, originando lahares que descendieron por el valle del río Blanco, hasta el lago Llanquihue. Un posible flujo de cenizas incandescentes habría descendido quemando árboles y matando animales en los faldeos del mismo valle. Durante la etapa eruptiva se formó un cráter de 500 m de diámetro en el domo ubicado en el interior del cráter antiguo, a través del cual, se produjo la emisión de una colada andesítica que fluyó hacia el noreste.	06-01-1929	Petit-Breuilh, 2003; González-Ferrán, 1995
	Erupción estromboliana	12-1932	Petit-Breuilh, 2003
Erupción estromboliana	19-02-1945	Petit-Breuilh, 2003	
Calbuco	Erupción subpliniana. Se originaron lahares calientes que siguieron 3 cursos principales; 1) Hacia el norte, por el valle del río Tepu, llegó hasta el camino, junto al lago Llanquihue, 2) Hacia el noreste, por el río Blanco hasta el río Petrohué, 3) Hacia el sur, por el río Amarillo – río Este hasta el lago Chapo.	01-02-1961	González-Ferrán, 1995
	Emisión de flujo de lava, a través del cráter del cono-domo. Este flujo descendió hacia el noreste por el río Tepu, a una velocidad de 4 m/h, alcanzando el 20 de Febrero la cota 560 m.	05-02-1961	González-Ferrán, 1995

Volcán	Producto Volcánico	Fecha erupción	Referencia
	Emisión de un fluido de lava hacia el sur por el río Amarillo, desde un pequeño cráter ubicado en el pie sureste del cono-domo, bajo el casquete de hielo que allí había.	10-02-1961	González-Ferrán, 1995
	Actividad fuertemente explosiva da origen a un hongo de vapor y piroclastos que alcanzó una altura estimada en 12000 m. Durante esta erupción los lapillis alcanzaron hasta Petrohué y las cenizas oscurecieron toda el área entre el volcán Calbuco y Petruilla desde las 8.30 A.M hasta la noche. En Bariloche se suspendió el tránsito vehicular debido a la escasa visibilidad.	10-03-1961	González-Ferrán, 1995
	Emisión de lava que sobrepasó el cráter y descendió hacia el río Tepú.	26-03-1961	González-Ferrán, 1995
	Violentas fumarolas hasta febrero de 1962.	06-09-1961 a 02-1962	González-Ferrán, 1995
	Erupción estromboliana. Eyección de tefra desde el pequeño cráter central del volcán, entre las 0.00 y las 3.00 horas. Durante varios días antes, se sintieron temblores de baja intensidad y ruidos subterráneos que intranquilizaron al ganado.	26-08-1972	Petit-Breuilh, 2003; González-Ferrán, 1995
Osorno	Sin información	1640	Petit-Breuilh, 2003
	Sin información	1644	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	1719	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	1759	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	1765	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	1778 (Fines)	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana en la que se emitió una colada de lava y lahares hacia el lago Todos los Santos	1790-03-09/1791	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	1792	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	1796	Petit-Breuilh, 2003
	Erupción estromboliana	26-11-1834	Petit-Breuilh, 2003
Por su parte, el volcán Osorno aumentó su actividad explosiva y emitió una gran colada de lava y lahares hacia el lago Llanquihue.	20-02-1835	Petit-Breuilh, 2003	

Volcán	Producto Volcánico	Fecha erupción	Referencia
	Erupción estromboliana con emisión de lava	1836	Petit-Breuilh, 2003
	Lluvia de cenizas	1837-11-07	Petit-Breuilh, 2003
	Explosiones freatomagmáticas	1852-11	Petit-Breuilh, 2003; González-Ferrán, 1995
	Explosiones con emisión de cenizas	1855-06	Petit-Breuilh, 2003
	Explosiones freatomagmáticas	1869	Petit-Breuilh, 2003; González-Ferrán, 1995
Hornopirén	Sin información	1742	Petit-Breuilh, 1995
	Erupción estromboliana	1835	Petit-Breuilh, 1995
Hualaihué o, Apagado	No hay actividad volcánica en tiempos históricos.	-	Petit-Breuilh, 1995
Huequi	Violenta erupción freatomagmática, con emisión de tefra que cubrió desde las islas Chanque hasta Argentina.	1890	González-Ferrán, 1995
	Eyección de flujos de lava y formación de cono de piroclastos	1893	González-Ferrán, 1995
	Explosiones freatomagmáticas	1896	González-Ferrán, 1995
Huequi	Explosiones freatomagmáticas	1900	González-Ferrán, 1995
	Explosiones freatomagmáticas	1906	González-Ferrán, 1995
	Explosiones freatomagmáticas	1907	González-Ferrán, 1995
	Explosiones freatomagmáticas	1920	González-Ferrán, 1995
Yate	Erupciones durante todo el verano. En julio las erupciones de gases y ceniza fueron más frecuentes y densas, hasta el extremo de que éstas cubrieron la vegetación pastosa y enturbiaron al mismo tiempo las aguas. El 14 de julio del mismo año ocurrieron derrumbes en sus laderas, lo que produjo la destrucción de tres casas, la muerte de ocho personas y de ciento ochenta animales	1896	Urrutia y Lanza, 1993

Fuente: Elaboración propia en base a Urrutia y Lanza (1993), González-Ferrán (1995) y Petit-Breuilh (1995).

4.6.3 Volcán Cayutué – La Viguera

Corresponde a un nido de centros eruptivos monogénicos formado por una decena de cráteres y conos de piroclastos asociados a extensos flujos de lava basáltica, que se encuentran ligados a la actividad de la falla Liquiñe-Ofqui (González-Ferrán, 1995). Rellenan la depresión de la ensenada de Cayutué hacia el sur, separando el Lago Todos los Santos de la Bahía de Ralún. Presenta una altitud promedio de 500 m s.n.m.

Algunos de los centros eruptivos asociados son:

- Cayutué, al cual se le estima una edad post-glacial, probablemente histórica.
- Cabeza de Vaca
- La Viguera, que de acuerdo a los antecedentes disponibles, hace alrededor de 3000 años se formó un lago en el río Petrohué, debido a un flujo de lava basáltico proveniente del volcán La Viguera (Moreno, 2004).
- Rollizo, su actividad eruptiva fue principalmente freatomagmática y su cono de piroclastos se presenta obstruido por una corta eyección de lava. Por el grado de erosión se estima que su edad es Tardi-glacial (Pleistoceno superior).
- Pcoihuén

Su edad sería post-glacial y se estima que la última erupción se produjo aproximadamente en el año 1050 d.c. (González-Ferrán, 1995).

4.6.4 Volcán Osorno

Estratovolcán que se constituye de un primer edificio volcánico de lavas basálticas y piroclastos, de edad Pleistoceno Superior Holoceno. Una fase posterior eruptiva ha formado una caldera y dos domos dacíticos, para luego constituirse un nuevo edificio volcánico compuesto por lavas basálticas a andesíticas. Durante tiempos históricos ocurren una serie de erupciones parásitas en torno a su base, emitiendo flujos de lava andesítica-basáltica y piroclastos. El volcán Osorno se reactivó en 1835 a través de una fisura de rumbo noroeste. En dicha erupción se formaron 6 conos piroclásticos y flujos de lava andesítica-basáltica (González-Ferrán, 1995).

4.6.5 Volcán Calbuco

Es un estrato volcán compuesto que inicia su fase eruptiva en el Pleistoceno Superior. El macizo volcánico inicial se construyó a partir de abundantes flujos de lavas andesíticas y andesíticas-basálticas y habría alcanzado unos 2000 m de altura, para luego ser fuertemente erosionado por glaciares.

Un segundo ciclo eruptivo emitió grandes volúmenes de lavas y piroclastos, generando un nuevo estrato-cono. El tercer ciclo eruptivo da cuenta de actividad en el Holoceno, con grandes emisiones de lavas y piroclastos andesíticos y andesíticos basálticos. Desde la formación de este volcán han ocurrido deslizamientos gravitacionales y flujos laháricos, los que han afectado principalmente el sector ubicado al norte de este estratovolcán (González-Ferrán, 1995)

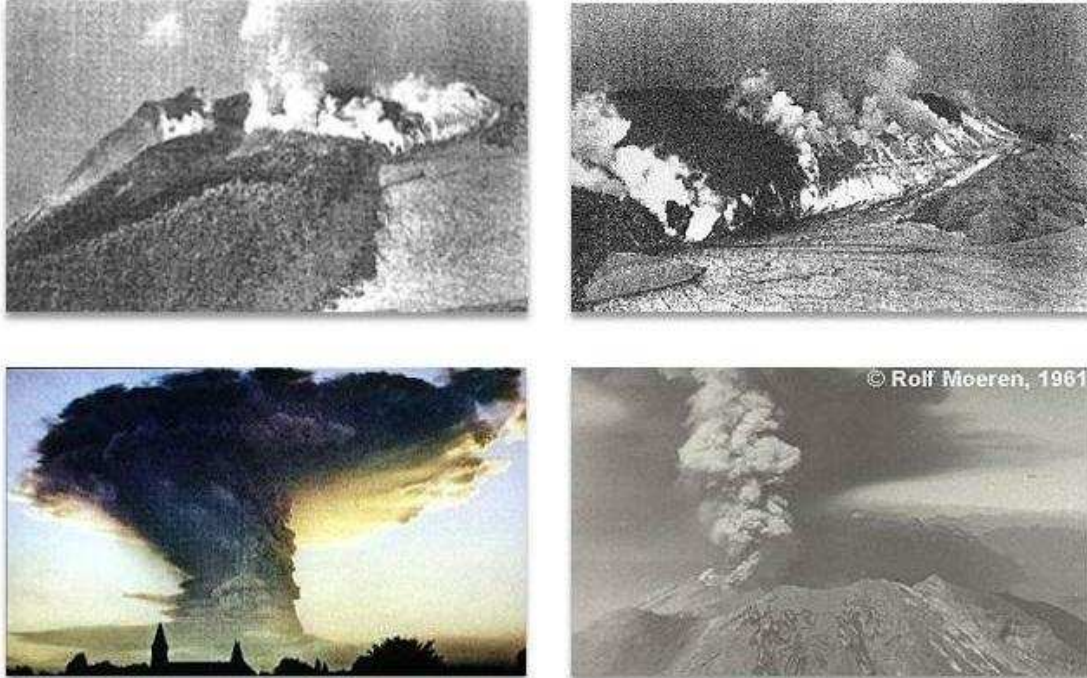
En 1961 se desató una erupción subpliniana que originó lahares calientes, flujos de lava y un hongo de vapor y piroclastos que alcanzó una altura estimada de 12 km (FIGURA N° 4-11). Se registraron violentas fumarolas hasta febrero de 1962 (González-Ferrán, 1995).

Dado que el Calbuco presenta intensa actividad y una alta frecuencia eruptiva, se espera que en el futuro ocurran nuevas erupciones generadoras de lahares, flujos de lava y tefra, las que constituyen un alto riesgo para las poblaciones e instalaciones asentadas en el perímetro de su base (González-Ferrán, 1995).

4.6.6 Cuernos el Diablo

Corresponde a un estrato-volcán constituido principalmente por flujos de lava basáltica, abundantes aglomerados volcánicos y tobas. Su cráter y estructura se encuentran parcialmente erosionados por la acción glacial. La actividad eruptiva postglacial ha generado al menos cuatro centros adventicios monogenéticos, estructurando conos de piroclastos y flujos de lava basáltica, tanto en la vertiente suroeste como cerca de la cima y en la base al noroeste. Es muy probable que alguna de estas erupciones haya ocurrido en tiempos históricos. Posiblemente las observaciones realizadas por Ljungner (1931), sobre la existencia de fumarolas y exhalaciones en la cumbre del cerro volcánico hayan correspondido a la actividad residual de este centro adventicio del Cuerno del Diablo (González-Ferrán, 1995).

FIGURA N° 4-11 Episodio eruptivo del volcán Calbuco ocurrido entre el 25 de Enero al 9 de Marzo de 1961



Fuente: <http://noticiasdealerce.blogspot.com/2008/06/asi-fue-la-erupcion-del-volcan-calbuco.html>

4.6.7 Volcán Yate

Es un estratovolcán compuesto por seis centros eruptivos fisurales (López-Escobar, et al., 1993), controlados por una fractura de rumbo de N25°W. Presenta flujos de lava y piroclastos de composición basáltica. La actividad más reciente se concentra en dos centros adventicios, localizados al noroeste y al oeste, en los cuales han ocurridos flujos de lava andesítica-basáltica. El edificio volcánico se encuentra cubierto de hielo y de él descienden importante glaciares (González-Ferrán, 1995). Muestra evidencia de tener desarrollo de calderas durante el Pleistoceno (López-Escobar, et al., 1993).

4.6.8 Volcán Hornopirén

Corresponde a un estratovolcán de lavas y piroclastos basálticos (González-Ferrán, 1995), altamente controlado por la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Antecedentes históricos señalan que habría presentado una erupción en 1835 y 1872? (Darwin, 1838); (Hantke, 1975).

4.6.9 Volcán Hualaihué o Apagado

Corresponde a un estrato volcán con una caldera de explosión, cuya estructura cratérica alcanza unos 6 km de diámetro, abierta hacia el suroeste. Parte de la explosión lateral habría dispersado los fragmentos en abanico hacia el oeste y suroeste, sobre la península comprendida entre Aulén y Caleta Hualaihué. La actividad post-caldera corresponde a la formación de dos conos de piroclastos, acompañado de un pequeño flujo de lava de composición basáltica (51.42% de sílice). Su edad sería Holoceno-Reciente y no se encontraron reportes de actividad volcánica histórica (González-Ferrán, 1984); (López-Escobar, et al., 1993); (González-Ferrán, 1995).

4.6.10 Volcán Huequi

Es un estrato volcán ubicado en el sector central de la península homónima, con un cráter de unos 800 m de diámetro. En su interior anida un cono central de lavas y piroclastos andesíticos-basálticos (58.66% de sílice, González-Ferrán, (1995)) y presenta múltiples domos poco erosionados (Watt, et al., 2011a).

De acuerdo a Watt et al. (2011a) sus tipos de erupción y características mineralógicas y geoquímicas son poco comunes a nivel regional. Sus magmas son de composición andesítico-basáltica a dacítica y las rocas eruptadas por este volcán son pobres en K, ricas en Al (si se les compara con rocas asociadas a otros centros volcánicos de la parte sur de la ZVS) y presentan fenocristales euhedrales de anfíbola.

Casertano (1963) asocia a este volcán erupciones en los años 1893, 1906 y 1907. En la misma línea, Watt et al. (2011a) señala que las erupciones estuvieron acompañadas por una actividad explosiva secundaria, siendo las más recientes entre 1890 y 1920, lo que probablemente corresponda a un ciclo eruptivo completo.

4.6.11 Diagnóstico General del Peligro Volcánico Inventariado

Los 10 centros volcánicos considerados cercanos al área de estudio son predominantemente basálticos, andesítico-basálticos y andesíticos. Las dacitas son menos abundantes.

De los 10 centros volcánicos estudiados, 5 de ellos presentan actividad registrada históricamente. En el resto de los volcanes, si bien no existen antecedentes históricos, el registro geológico y sus rasgos geomorfológicos indican que han tenido actividad durante el Holoceno (últimos 11.000 años). Todos estos volcanes corresponden a centros eruptivos activos, los que además se asocian directamente con la actividad del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui.

Los volcanes activos más próximos a la comuna de Ancud son el Hualaihué o Apagado, Hornopirén y Yate, presentando los dos últimos registros de actividad histórica, sin embargo, estos volcanes se encuentran a más de 100 km de distancia de la ciudad de Ancud y fuera de las cuencas que drenan hacia la comuna.

5. DIAGNÓSTICO Y ZONIFICACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD A LOS PELIGROS GEOLÓGICOS QUE PUEDEN AFECTAR EL ÁREA DE ESTUDIO

Los peligros reconocidos en la zona de estudio se pueden diferenciar en dos grupos:

Peligros No Zonificables: a escala comunal (escala de trabajo mayor a 1:50.000): casos en los que no se pueden zonificar a escala urbana o que requerirían estudios de mayor detalle para poder determinar una zonificación de la susceptibilidad.

Peligros Zonificables: a escala comunal (escala de trabajo menor a 1:25.000): casos en los que se puede categorizar la susceptibilidad y por lo tanto determinar una zonificación de la misma (PLANO N°2 fuera de texto).

5.1 *Peligros No Zonificables*

5.1.1 Peligro Sísmico

Considerando lo discutido anteriormente se puede concluir que el área de estudio ha sido afectada por sismos importantes, al igual que casi todo Chile. Dado que estos fenómenos son recurrentes y propios de la dinámica de subducción en que se encuentra Chile, no debe descartarse la ocurrencia de grandes sismos en la planificación a mediano y largo plazo. Particularmente para el área de estudio, el resultado del análisis anterior indica que el peligro sísmico del área se debe considerar uniforme, y además, no se identifican fallas activas próximas a los centros urbanos, lo que no justifica una zonificación por generación de sismos.

Tanto para los sismos de profundidad intermedia como los sismos corticales, sus características y recurrencias son poco conocidas. Sin embargo, las evidencias recolectadas apuntan a que la zona puede ser afectada por sismos de ambos tipos. Los sismos de profundidad intermedia se registran en todo el país, la mayor parte corresponde a sismos de magnitud pequeña, para la zona los datos sísmicos señalan la ocurrencia de estos sismos, por lo que no se puede descartar un evento de magnitud importante en el futuro.

5.1.2 Peligro Volcánico

Los peligros asociados a lavas, al edificio volcánico y a remociones en masa asociados a volcanismo, no se considerarán, ya que el alcance de este peligro es inferior a 10 Km y la zona de estudio se ubica a más de 100 Km de distancia de los principales volcanes susceptibles de afectarla.

El peligro asociado a volcanismo que, con mayor probabilidad, puede afectar el área de estudio es la **caída de tefra**, producto de la erupción de alguno de los volcanes activos ubicados entre los 40° y

los 43°S. En erupciones violentas, la tefra puede ser llevada a altas capas de la atmósfera siendo transportadas por el viento y depositándose a centenares de kilómetros, provocando riesgos tales como:

- Formación de una suspensión de partículas de grano fino en el agua y aire.
- Contaminación del agua superficial y muerte de la vida acuática. El recubrimiento químico de la ceniza puede causar un aumento temporal de la acidez del agua que puede durar horas una vez finalizada la erupción.
- Enterramientos y daños estructurales en los edificios debido a la acumulación de ceniza en los tejados². Tan sólo 1 cm de ceniza puede colocar 2,5 toneladas extra de peso en una casa promedio con un tejado de 140 m² (Keller & Blodgett, 2004).
- Transporte de gases nocivos, ácidos y sales.

Típicamente, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la tefra presenta una disminución en el tamaño del grano y del espesor de los depósitos.

Cuantificar que volumen de tefra puede afectar a la zona de estudio o cuánto tiempo puede tardar en llegar, desde que se produce la erupción, es extremadamente complicado, ya que depende de múltiples factores tales como: tipo de erupción volcánica, volumen de piroclastos asociados, altura de la columna eruptiva y componente del viento; este último parámetro tiene una gran fluctuación en función del mes del año en el que se produzca la erupción.

En función del tipo de erupción que tengamos, según la escala del índice de explosividad volcánica (VEI), tendremos un volumen de piroclastos asociados y una altura de columna eruptiva (CUADRO N° 5-1).

CUADRO N° 5-1 Escenarios eruptivos considerados para los distintos volcanes. VEI: índice de explosividad volcánica

VEI	3	4	5
Descripción de la erupción	Moderada – grande	Grande	Muy grande
Volumen de piroclasto (m ³)	10 ⁷ – 10 ⁸	10 ⁸ – 10 ⁹	10 ⁹ – 10 ¹⁰
Altura de la columna (km)	3 - 15	10 - 25	>25

Fuente: Newhall and Self (1982).

En el “Estudio de riesgos de sismos, volcanismo, remoción en masa, inundación por desborde de cauces y canales” para la comuna de Chaiten, elaborado por Infracón S.A-SUBDERE (2012), se

² Generalmente, los daños en la vegetación y las techumbres debido a la caída de piroclastos comienzan a presentarse cuando los espesores acumulados alcanzan los 10 cm aproximadamente. Una capa de 10 cm de espesor de ceniza seca pesa de 40 a 70 kilogramos por metro cuadrado. Si esta ceniza está húmeda o llueve, su peso se duplicaría. Debido a esto, la caída de ceniza en grandes cantidades puede acumularse en los techos de las casas y otras construcciones y por su peso hacerlos colapsar. Aún en cantidades menores puede dañar cultivos, los sistemas electrónicos y de comunicación o afectar la alimentación del ganado (Myers, et al., 1997).

generaron modelos de la componente del viento en función del mes del año, debido a las variaciones estacionales.

Con la finalidad de estudiar los diferentes patrones de viento predominantes, por estrato, se puede clasificar la dirección en función de la altura a la que llegue la columna eruptiva, tal como se detalla a continuación:

- Los vientos de los niveles estratosféricos (>25 km s.n.m.), presentan una distribución en la cual más de 44% son en dirección desde el Oeste hacia el Este. También se observan vientos en dirección desde el Este al Oeste con un 30% aproximadamente de las veces.
- Los vientos cercanos a la tropopausa (cerca de los 15 km s.n.m.), presentan una distribución principalmente en dirección desde el Oeste hacia el Este (más del 70 %), llegando hasta direcciones hacia el Este-noreste y Este-sureste. En esta altura la ocurrencia de vientos en dirección Oeste es muy escasa (menos del 1 %).
- Para las alturas de columnas que se desarrollan entre los 5 y 15 km s.n.m., la dirección principal de los vientos es desde el Oeste hacia el Este (sobre un 55 %), con un mayor desarrollo de estos en dirección Este-sureste, que al Este-noreste. Se detectan vientos con dirección Oeste, en porcentajes muy bajos (menos del 1 %).

En general se observan vientos en todas direcciones, siendo la mayoría en dirección Este y con un bajo desarrollo hacia el Oeste (FIGURA N°5-1, FIGURA N° 5-2, FIGURA N° 5-3 y FIGURA N° 5-4).

Para las distintas alturas analizadas se observa que la mayor variabilidad en la dirección de los vientos se produce a alturas que sobrepasan los 25 km s.n.m., es decir niveles estratosféricos.

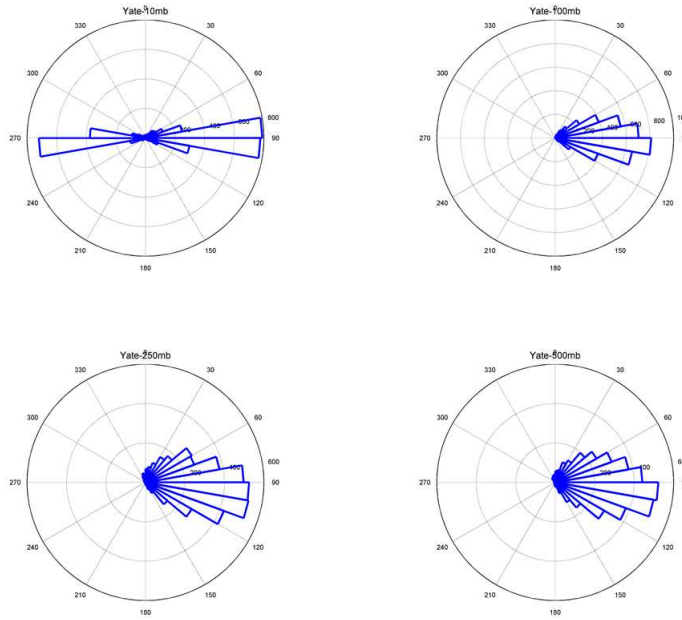
Para observar la variabilidad anual de la dirección de los vientos, se definieron cuatro direcciones principales hacia donde sopla el viento definido entre 0 ° y 360 °.

- Norte: 315 ° a 45 °
- Este: 45 ° a 135 °
- Sur: 135 ° a 225 °
- Oeste: 225 ° a 315 °

Este estudio sólo abarca 4 de los 9 volcanes que han afectado nuestra zona de estudio, según los datos recogidos en el catastro. En los estudios de Naranjo y Stern, (2004), Aurum Consultores (2009) y Watt, et al., (2011b)) se muestran mapas de isópacas que indican que la dirección preponderante de los vientos es de oeste a este para todos los centros volcánicos que podrían afectar a nuestra área de estudio (FIGURA N° 5-6 y FIGURA N° 5-8).

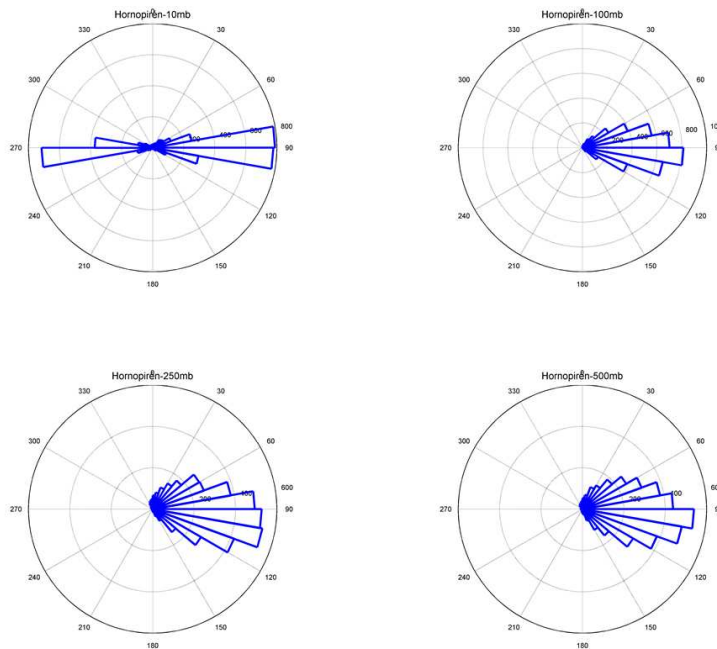
En consideración de que los mapas de viento e isópacas muestran una dirección predominante de vientos de oeste a este, y que los aparatos volcánicos se ubican al este del área de estudio, se considera que en general, la susceptibilidad al peligro de caída de tefra es baja y no zonificable.

FIGURA N° 5-1 Patrón de vientos, para el Volcán Yate a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °



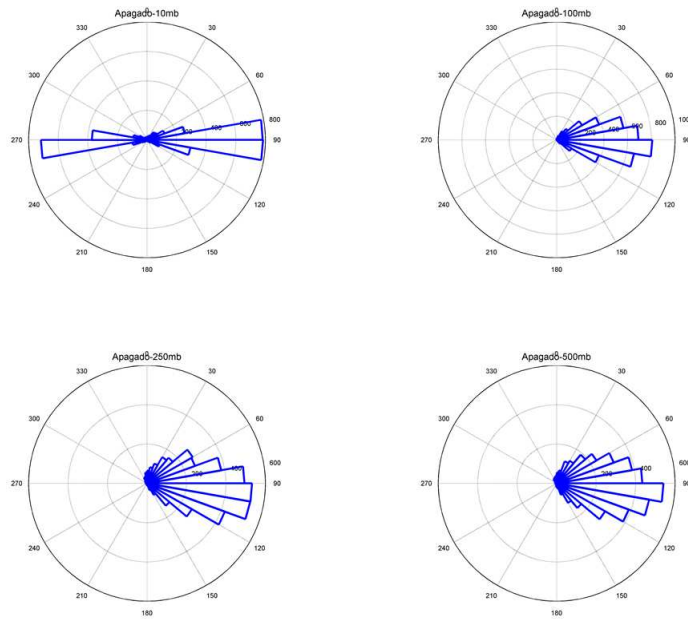
Fuente: Elaboración propia en base a datos de Reanálisis II.

FIGURA N° 5-2 Patrón de vientos, para el Volcán Hornopirén a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °



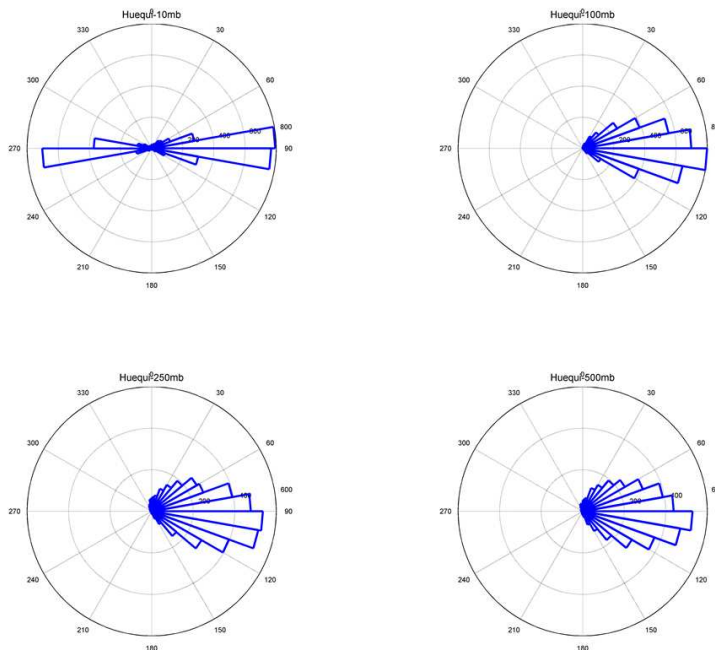
Fuente: Elaboración propia en base a datos de Reanálisis II

FIGURA N° 5-3 Patrón de vientos, para el Volcán Hualaihué a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °



Fuente: Elaboración propia en base a datos de Reanálisis II

FIGURA N° 5-4 Patrón de vientos, para el Volcán Huequi a 25, 15, 10 y 5 km s.n.m. Rosetas de viento que muestran los vientos que soplan diariamente, indicando la cantidad en la parte central de la roseta, cada barra representa un rango de 10 °



Fuente: Elaboración propia en base a datos de Reanálisis II

FIGURA N° 5-5 En la figura A y B se muestran los mapas Isopacas de 10 cm y las Isojetas de los volcanes Apagado, Hornopirén y Yate.

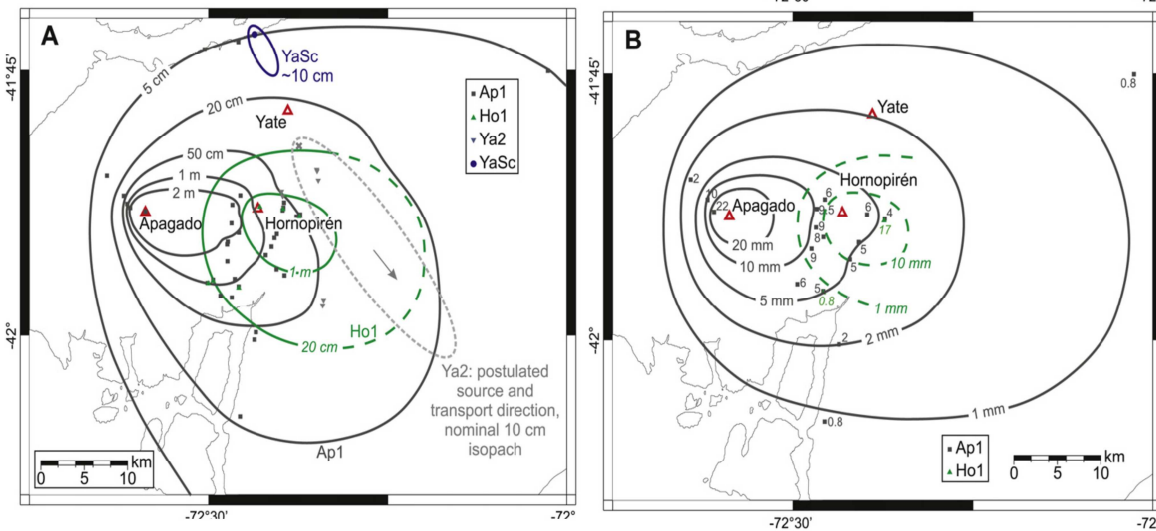


Figura: (Watt, et al., 2011b).

FIGURA N° 5-6 Mapas de Isopacas de 10 cm de los volcanes Calbuco y La Viguera.

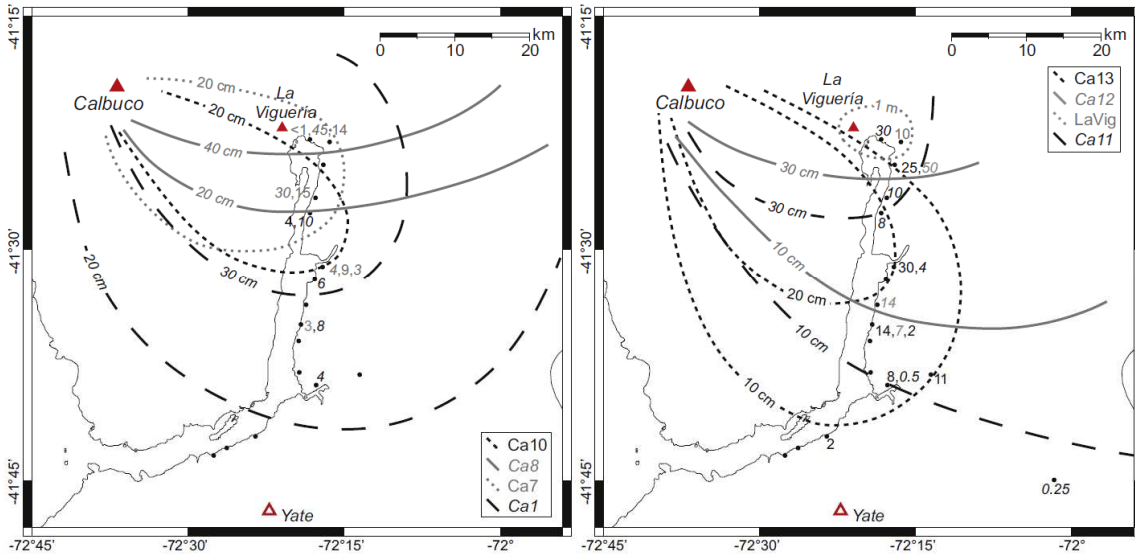


Figura: (Watt, et al., 2011b).

5.2 Peligros Zonificables

5.2.1 Peligro de Inundaciones Terrestres y Flujos de Detritos o Barro

Este tipo de riesgo fue analizado a partir de la identificación de sectores que históricamente han presentado inundaciones, ya sea por desborde de cauces naturales o por acumulación de agua en zonas deprimidas, humedales o marismas, y a partir del análisis del medio físico. Las principales inundaciones que podrían afectar a la comuna de Ancud tienen relación con desbordamientos de cauces naturales. Generalmente se manifiestan con una frecuencia anual, en la estación lluviosa, y se han registrado eventos de mayor magnitud asociados a temporales excepcionales.

El régimen de precipitaciones se caracteriza por un monto de precipitación anual de 3.046,8 mm (estación Ancud - Pupelde: Latitud 41° 54 ' S, Longitud 73° 48' W, Altitud: 110 m.s.n.m.), siendo el mes más lluvioso mayo con montos de 520 mm. El gráfico siguiente expone el comportamiento de los parámetros climáticos de temperatura y precipitación para la estación de Ancud - Pupelde.

En el Proyecto PRC 2007 las zonas de riesgo por inundación fueron incorporadas en la zonificación urbana como "ZR-1, Zonas de Riesgo por Cauces de Agua", considerando una franja de protección de 10 m para esteros y quebradas y como "ZR-5, Zonas de Protección de Humedales" la cual considera los cuerpos de agua, humedales y marismas que fueron identificados a partir del análisis del medio físico.

Esta zonificación urbana no incorpora algunos puntos reconocidos que han sufrido inundaciones con registros históricos que el mismo estudio señala, como por ejemplo el sector del muelle y la zona ubicada hacia el oriente, por la calle Arturo Prat, que está emplazada sobre el canal de una quebrada.

En consideración de lo anterior, se corrigió la zonificación de riesgo por inundaciones, incorporando los puntos históricos de inundación que no fueron incluidos dentro de la zonificación urbana como zonas de riesgo, todas las quebradas, esteros, ríos y otros cuerpos de agua, y los sectores de terrazas fluviales o llanuras de inundación, elementos que fueron identificados a partir de un análisis geomorfológico actualizado que complementa el realizado anteriormente.

Se consideró que el ancho de las franjas de protección de cauces naturales como esteros, ríos y quebradas mayores a partir de las características geomorfológicas de cada cauce y los sectores aledaños. Para quebradas menores se consideró una franja uniforme de 3 metros alrededor del eje de la quebrada. A pesar de que esto último ignora las singularidades geomorfológicas de cada sector, se considera que la cuenca aportante es tan pequeña que no es relevante la existencia de terrazas fluviales, encajonamiento de los cauces, tamaño de la cuenca, etc.

Las quebradas son zonas muy propicias para inundaciones por desborde de cauce debido a la gran cantidad de precipitaciones que se registran en la región (CUADRO N° 5-2), con promedios anuales de precipitaciones superior a los 3.000 mm en Ancud, valor que supera ampliamente a los datos disponibles para Puerto Montt. Se observa que las precipitaciones tienden a aumentar hacia el sur y el oeste. Los montos de las precipitaciones se concentran en invierno, entre los meses de Mayo a

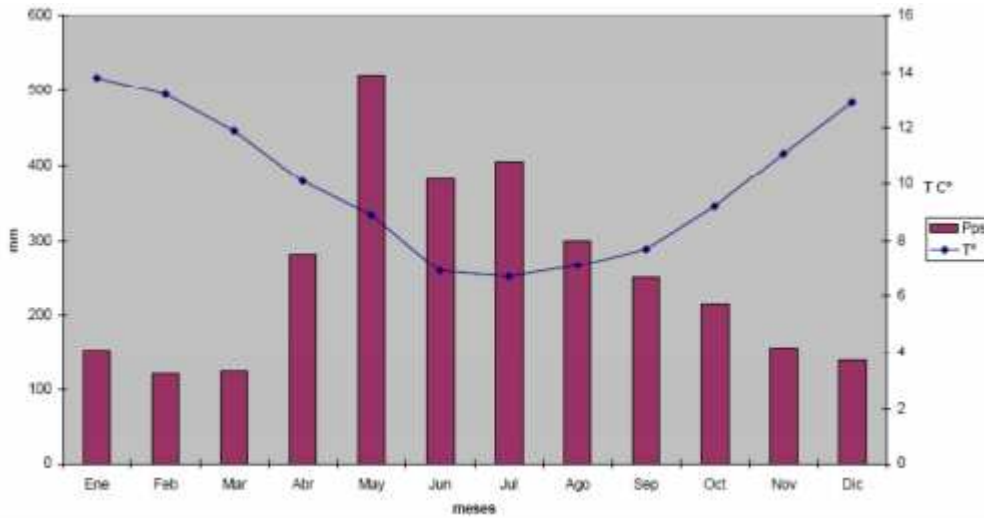
Agosto; no obstante durante los restantes meses, estas superan los 60 mm, registrándose ausencia de períodos secos.

CUADRO N° 5-2 Registro pluviométrico mensual promedio de la estación meteorológica de Puerto Montt – El Tepual (41° 25' S, 73° 05' W, 85 msnm) y Ancud – Pupelde (41° 54' S, 73° 48' W, 110 m.s.n.m).

MESES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEPT	OCT	NOV	DIC	TOTAL
El Tepual (mm)	90,1	93,3	98,8	143,3	243,1	223,8	228,7	208,5	145,9	120,9	111,9	103,1	1.802,5
Ancud Pupelde (mm)	151,1	123,2	125,3	285,2	520,2	402,7	415,3	302,2	265,3	250,2	160,9	155,2	3.046,8

Fuente: Red Hidrométrica de la Dirección General de Aguas. MOP.

FIGURA N° 5-7 Estadística Mensual de Precipitación y Temperatura



Fuente: HRA Ingeniería (2012)

Con respecto a los flujos de barro y detrito asociado a precipitaciones intensas, no se consideró como una zonificación aparte, dado que las quebradas presentan una curva hipsométrica relativamente plana (es decir, no hay un gran desnivel entre la parte alta de la cuenca y el mar), y por lo demás, a partir de análisis de imágenes satelitales y visitas a terreno no se encontró una gran cantidad de material disponible para ser movilizad. Por lo anterior, la ocurrencia de flujos de barro y detritos está condicionada a la ocurrencia de deslizamientos rotacionales asociados a precipitaciones intensas, que aguas abajo inician un movimiento turbulento con comportamiento de flujo.

Debido a la gran cantidad de precipitaciones registradas en la zona de estudio (CUADRO N° 5-2) se encuentran muchas zonas susceptibles de sufrir anegamiento. Generalmente se corresponde con zonas deprimidas, suelos de baja permeabilidad y/o zonas donde el nivel freático este muy próximo a la superficie. Este tipo de riesgo fue analizado en el Proyecto PRC 2007 a partir de antecedentes a escala regional proporcionados por CONAMA Región de Los Lagos, considerando las categorías de muy alta y alta vulnerabilidad de acuíferos.

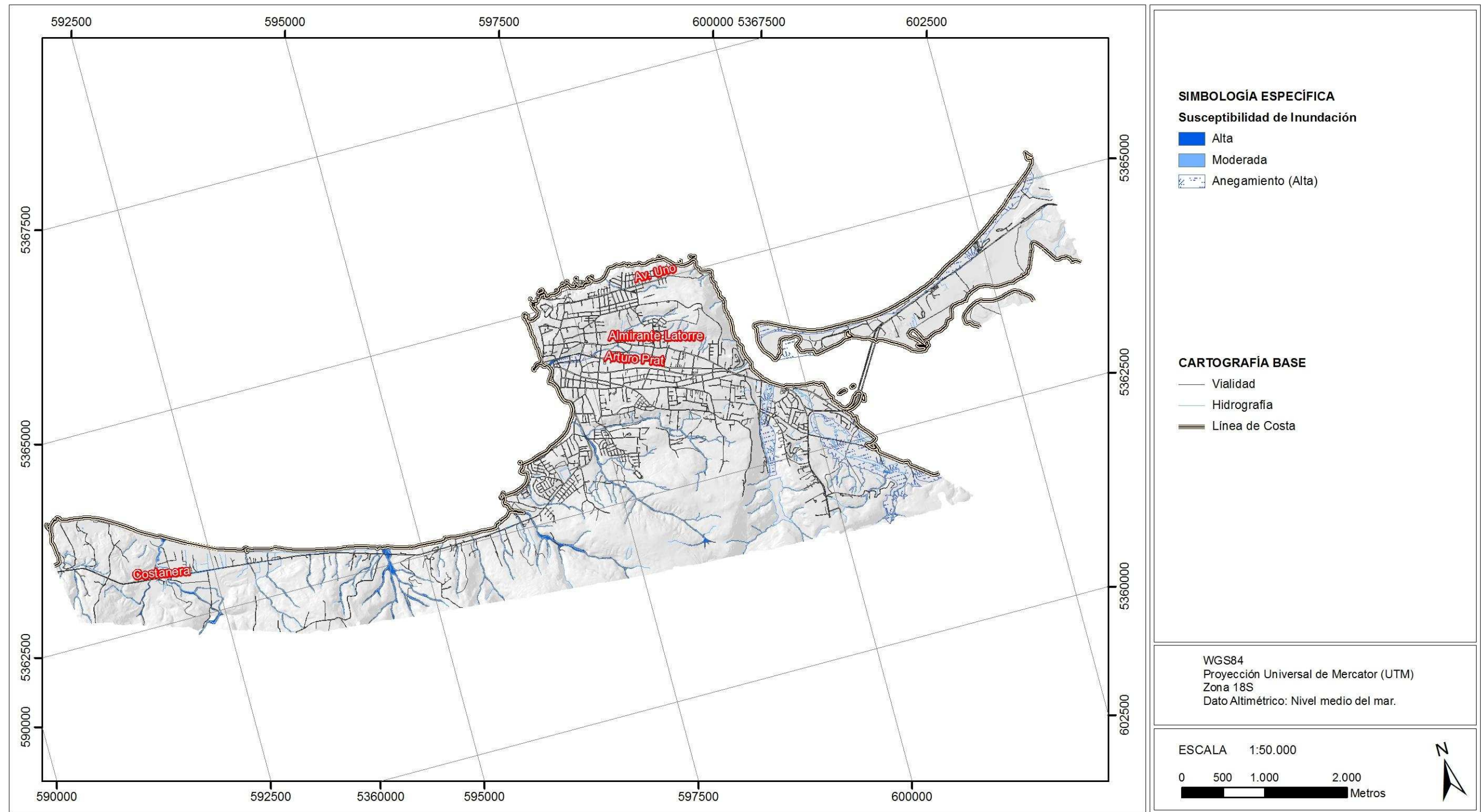
Posteriormente se incluyó en la zonificación urbana como “ZR-5, Zona de Protección de Humedales”. Sin embargo, existen sectores de marismas que no fueron incluidos en dicha zonificación, como ocurre por ejemplo con el sector de marismas ubicado en el estero Chacao, que si está incluido en el Mapa Geomorfológico del mismo estudio.

En consideración de lo anterior, se revisó esta zonificación y corregirla de manera que queden incluidas en esta categoría todas las áreas de humedales, marismas y otros similares. Estas áreas fueron identificadas a partir de un análisis geomorfológico actualizado que complementa el realizado anteriormente.

La zonificación de susceptibilidad de inundaciones se presenta para Ancud (FIGURA N° 5-8) y Chacao (FIGURA N°5-9). A partir del análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales, el mapeo geológico y geomorfológico y la información bibliográfica recopilada, se determinó la siguiente zonificación de susceptibilidad para inundaciones y flujos de barro:

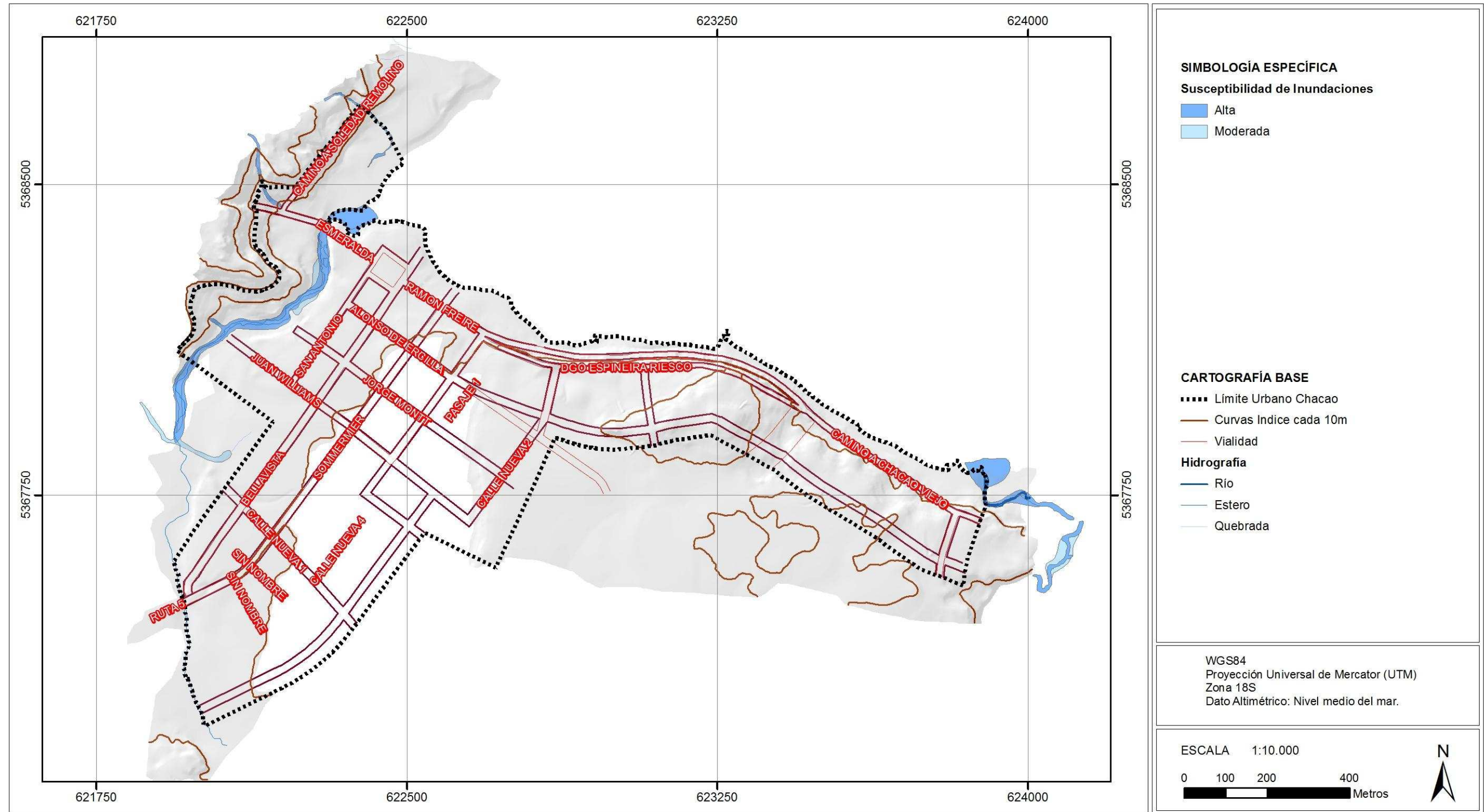
- **Zonas de Alta Susceptibilidad de Anegamiento:** Sectores deprimidos en las áreas de estudio. Geológicamente corresponden a cuerpos de agua y depósitos lacustres.
- **Zonas de Alta Susceptibilidad (Flujos de barro o detritos):** Sectores de cauces fluviales naturales de ríos, esteros y quebradas. Geológicamente corresponde a depósitos aluviales de quebradas presentes en las dos localidades de estudio.
- **Zonas de Moderada Susceptibilidad (Inundación por Desborde de Cauces Naturales y Flujos de barro o detritos):** Corresponde al área de 3 metros próxima a quebradas menores.

FIGURA N° 5-8 Zonas de susceptibilidad de inundaciones Ancud



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA Nº 5-9 Zonas de susceptibilidad de inundaciones Chacao



Fuente: Elaboración propia.

5.2.2 Peligro de Inundación por Maremoto

El riesgo de inundación por tsunamis fue analizado a partir de la Carta de Inundación por Tsunamis para la bahía de Ancud, elaborada por el SHOA en el año 2004 y una serie de antecedentes históricos acerca de las características de los tsunamis que han afectado a la ciudad de Ancud y que indican cuáles han sido los lugares que han resultado con daños. A partir del análisis de los antecedentes históricos, de la carta de inundación del SHOA y de otros estudios como el de Ramírez (2007)³, el Proyecto PRC 2007 propone como zona de inundación por tsunamis los sectores ubicados bajo los 9 m en la ciudad de Ancud y bajo los 7 m para Lechagua y Chacao.

El riesgo de tsunami fue incorporado en dicho proyecto en función de tres mecanismos:

1. Se definió una zona específica "ZR-3, Riesgo por Tsunamis", la que abarca sólo algunas de las áreas ubicadas bajo la cota 9 m en Ancud y 7 m en Lechagua y Chacao.
2. En las áreas susceptibles de inundación por tsunami que no quedaron como ZR-3, la curva de inundación fue superpuesta a otras zonas propuestas en el Plan.
3. Se complementaron zonas urbanas consolidadas (ZU-2, ZU-9, ZU-13 y ZE-2) y de extensión (ZEx-6), con consideraciones específicas ante la eventualidad de un tsunami, en virtud de la curva de inundación definida para la ciudad de Ancud (9m) y Chacao (7m).

Si bien la cota 9 m en Ancud y la cota 7 m en Lechagua y Chacao se consideran representativas de los eventos pasados, se zonificó las zonas susceptibles al peligro de inundación por maremoto utilizando diferentes categorías de susceptibilidad, ya que la posibilidad de ocurrencia de tsunamis que sobrepasen las alturas alcanzadas por los tsunamis históricos debe ser considerada. Por ejemplo, debe considerarse que el maremoto de 1960 ocurrió durante marea baja, y por lo tanto, en caso de que un evento similar o menor ocurriera con marea alta las alturas alcanzadas por el tsunami podrían ser mayores.

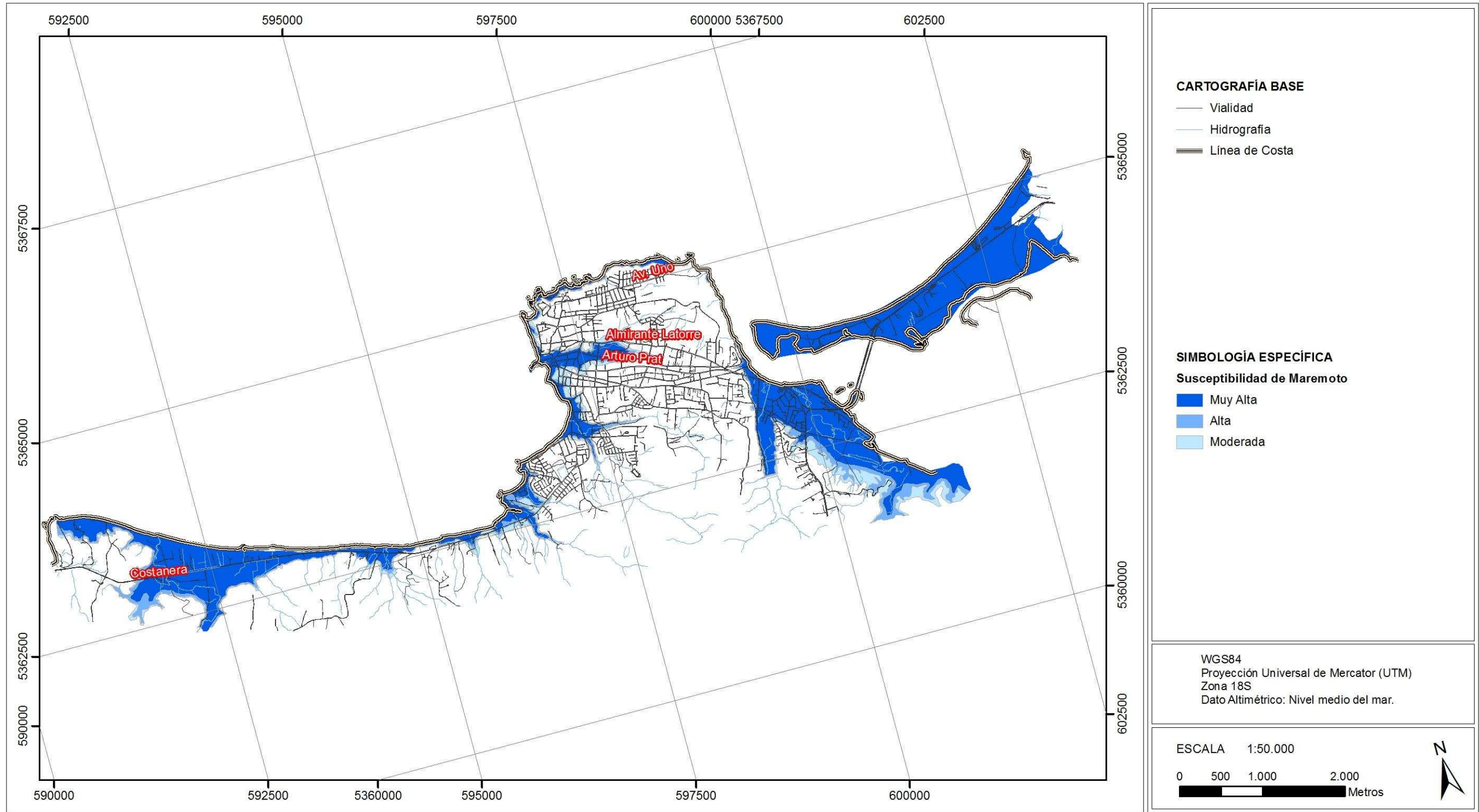
En Ancud se presenta variaciones de mareas que provocan variaciones en el nivel del mar de 2 metros⁴, pero en sicigias puede alcanzar hasta 3 metros de diferencia. En consideración de lo anterior, se trazó la cota máxima de inundación del maremoto de 1960 (marea baja) a partir de los datos disponibles. Se zonificó el área susceptible a inundación con los siguientes criterios:

- **Zonas de Muy Alta Susceptibilidad:** sectores inundados por el maremoto de 1960 (aproximadamente entre el nivel del mar y las cotas 8 a 10 m).
- **Zonas de Alta Susceptibilidad:** Sectores inundados por el maremoto de 1960 más 2 metros. (Entre zona de Muy alta Susceptibilidad y cotas 10 a 13 m).
- **Zonas de Moderada Susceptibilidad:** sectores ubicados entre las cotas 13 y 16 m.

³ Ramírez, J. 2007. Estudio Levantamiento Plano de Riesgo de Inundación Tsunami para la ciudad de Ancud. Informe Final Diagnóstico de Riesgos Naturales, Hidrológicos, Tsunami y Sísmicos. Natural Risk Consultores e Ilustre Municipalidad de Ancud.

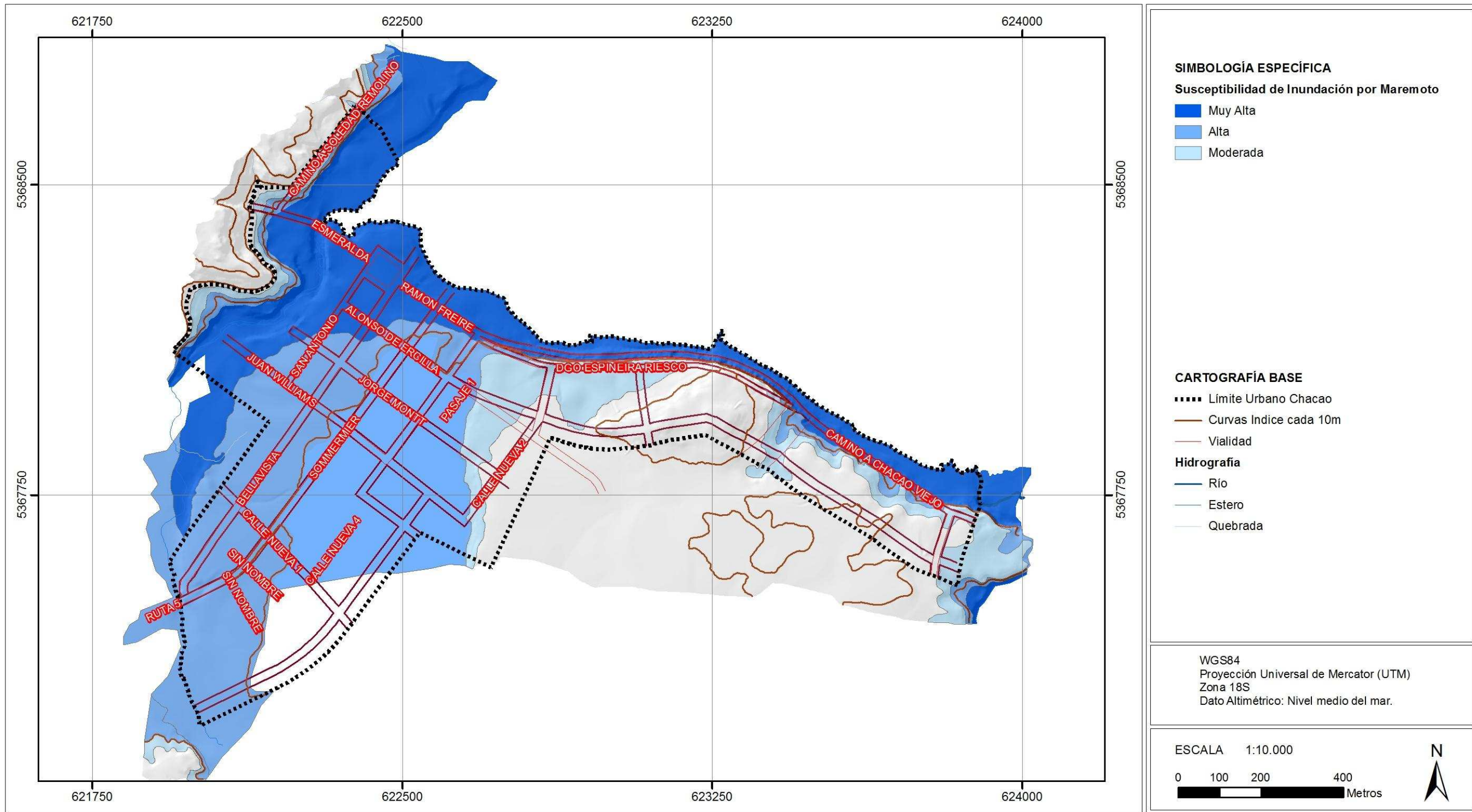
⁴ <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/station.php?code=ancu>

FIGURA N° 5-10 Zonas de susceptibilidad de inundación por maremoto de Ancud



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA N° 5-11 Zonas de susceptibilidad de inundación por maremoto de Chacao



Fuente: Elaboración propia.

5.2.3 Peligro de Remociones en Masa

5.2.3.1 Criterios tomados para la zonificación de los riesgos del área de estudio

Se analizaron toda una serie de factores característicos que sirven para la identificación de remociones en masa y que se resumen en el CUADRO N° 5-3.

CUADRO N° 5-3 Factores característicos para la identificación las remociones en masa

Tipo de movimiento	Zona de cabecera y parte superior de la ladera	Zona baja de la ladera	Geometría
Desprendimientos	Laderas irregulares y rocosas escarpadas con material suelto o derrubios en la parte superior. Bloques independizados por discontinuidades o fracturas. Grietas tras el talud. Vegetación escasa.	Acumulación de bloques y fragmentos rocosos.	Pendientes elevadas > 50°
Deslizamientos rotacionales	Grietas de tracción curvas cóncavas hacia la ladera. Escarpes curvos con estrías, que pueden ser verticales en la parte superior. Superficies basculadas con encharcamientos. Contrastes de vegetación. Malas condiciones de drenaje y encharcamientos en depresiones.	Depósitos convexos, lobulados. Desvío de cauces.	Pendiente entre 20-40°
Deslizamientos traslacionales en rocas o suelos	Grietas de tracción verticales paralelas al talud. Escarpes verticales poco profundos. Material en bloques con grietas entre ellos. Sin encharcamiento en cabecera. Drenaje desordenado o ausencia del mismo.	Desvío de cauces. En ocasiones acumulación de material con forma de lóbulos.	Pendientes uniformes
Desplazamientos laterales	Bloques desplazados y basculados en varias direcciones. Pendientes suaves o muy suaves. Grandes grietas separando bloques. Bloques con formas irregulares controladas por fracturas. Sistemas de drenajes interrumpidos, obstrucciones en cauce, valles asimétricos.	-	Pendientes suaves incluso < 10°
Flujos de barro	Nichos cóncavos poco profundos. Pocas grietas. Contrastes en la vegetación con las zonas estables. Encharcamientos. Sin irregularidades importantes en el drenaje.	Lóbulos. Morfología irregular ondulada.	Pendientes 15-25°
Flujos de tierra y derrubios	Concavidades y lóbulos en el área fuente. Varios escarpes. Depósitos con forma de corriente en valles. Ausencia de vegetación. Drenaje irregular y perturbado en la masa deslizada.	Lóbulos, depósitos convexos. Morfología irregular.	Pendientes > 25°

Fuente: Elaboración propia en base a Gonzalez de Vallejo, et al., (2002).

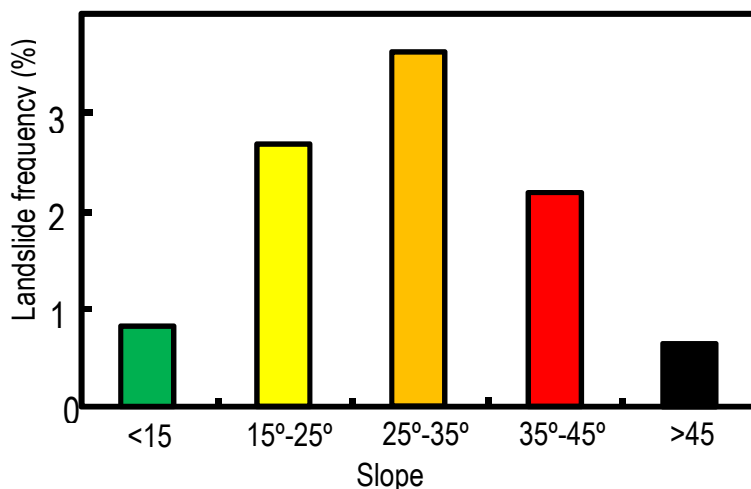
Para el estudio de las remociones en masa en las áreas urbanas de la comuna de Ancud, se recopilamos una serie de antecedentes, que incluyen artículos de prensa y publicaciones científicas que se refieren a la ocurrencia de remociones en masa dentro de la comuna o en áreas aledañas que presentan condiciones geológicas y geomorfológicas similares. Esto se hizo con el fin de obtener información acerca de las características que presentan este tipo de procesos en el área, como por ejemplo su distribución temporal y espacial, los tipos de remociones en masa más frecuentes, etc.

A partir de la revisión de artículos de prensa y publicaciones científicas, se recopiló información acerca de una serie de eventos que han ocurrido en el área más próxima al área de estudio, sin embargo, existen pocos antecedentes que indiquen la ocurrencia de este tipo de procesos específicamente en las áreas de estudio. Por otro lado, a partir de la caracterización geológica y geomorfológica realizada a una escala 1:5.000 en las áreas urbanas de la comuna (ver capítulo 2.4.2 Metodologías consideradas para el análisis de la susceptibilidad de remociones en masa.), se reunió información acerca de las características de las remociones en masa en el área, donde se observó que han ocurrido deslizamientos en las áreas urbanas o en torno a éstas. Se identificaron depósitos aluviales activos, los que evidencian la ocurrencia de pequeños flujos de barro o detritos en las quebradas y pequeñas caídas de rocas en los sectores de mayores pendientes. Todo esto se apoyó de imágenes satelitales y visitas a terreno.

Luego, se concluye que en el área de estudio existen algunos pocos registros históricos y evidencias geomorfológicas de grandes deslizamientos. Además, existen sectores puntuales cuyas condiciones geomorfológicas favorecen la generación de este tipo de fenómenos, como ocurre en los sectores de los cerros islas de la comuna, donde existen pendientes altas, quebradas y en algunos casos material disponible que puede ser removilizado en caso de lluvias importantes o sismos.

Luego, para diferenciar que pendientes son las más susceptibles, se utilizó la información compilada a partir de diversas fuentes que han generado catastros de deslizamientos en distintos lugares del mundo. Esaki et al. (2005) y Giraud y Shaw (2007), así como varios catálogos de deslizamientos, indican que la mayor frecuencia de deslizamientos se observa sobre pendientes de 25° a 35° de inclinación (FIGURA N° 5-12).

FIGURA N° 5-12 Frecuencia de deslizamientos en función de la pendiente del terreno



Fuente: Esaki et al. (2005)

La metodología de utilizar el criterio por pendientes sirve como una clasificación preliminar del territorio frente a potenciales remociones en masa y se traduce a cuan susceptible es la zona y que estabilidad presenta. En el cuadro CUADRO N° 5-4 se resume la estabilidad de las laderas en función de su pendiente.

CUADRO N° 5-4 Clasificación preliminar del territorio frente a potenciales movimientos de ladera

Presencia de movimientos y tipos de materiales		Pendiente		
		Muy baja (< 10%)	Baja-Media (10-20°)	Media-Alta (>20°)
Sin movimientos activos o antiguos	Sustrato estable	Estable	Estable	Moderadamente estable
	Depósitos superficiales no susceptibles		Generalmente estable	
Con movimientos antiguos	Sustrato estable	Estable	Moderadamente estable	
	Sustrato susceptible	Generalmente estable	Moderadamente estable	
	Depósitos superficiales susceptibles		Moderadamente inestable	Inestable
Con movimientos actuales activos		Inestable	Inestable	

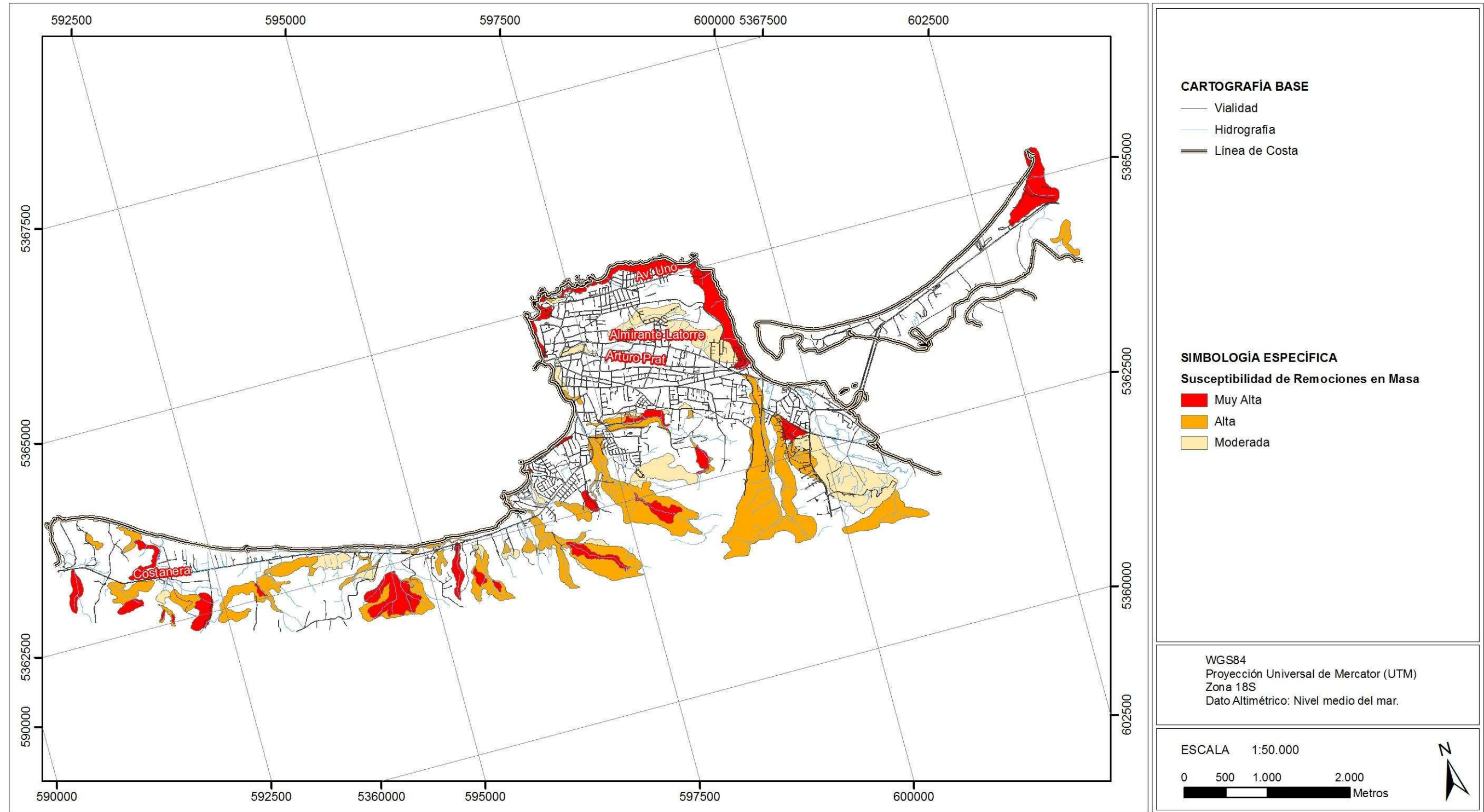
Fuente: Elaboración propia en base a González de Vallejo, et al., (2002).

Finalmente, con esta información se determinaron las siguientes categorías de susceptibilidad en función de la pendiente, características observadas del macizo rocoso en terreno y la existencia de fenómenos de remociones anteriores (FIGURA N° 5-13 y FIGURA N°5-14):

- **Susceptibilidad Muy Alta de Generación:** Corresponde a sectores de muy alta pendiente (pendientes sobre 35°) con o sin evidencia de eventos anteriores.
- **Susceptibilidad Alta de Generación:** Corresponde a sectores de pendientes entre 25° y 35°, con evidencia de eventos anteriores.
- **Susceptibilidad Moderada de Generación:** Corresponde a sectores donde la pendiente se encuentra entre 15° y 25° con alguna evidencia de eventos anteriores.

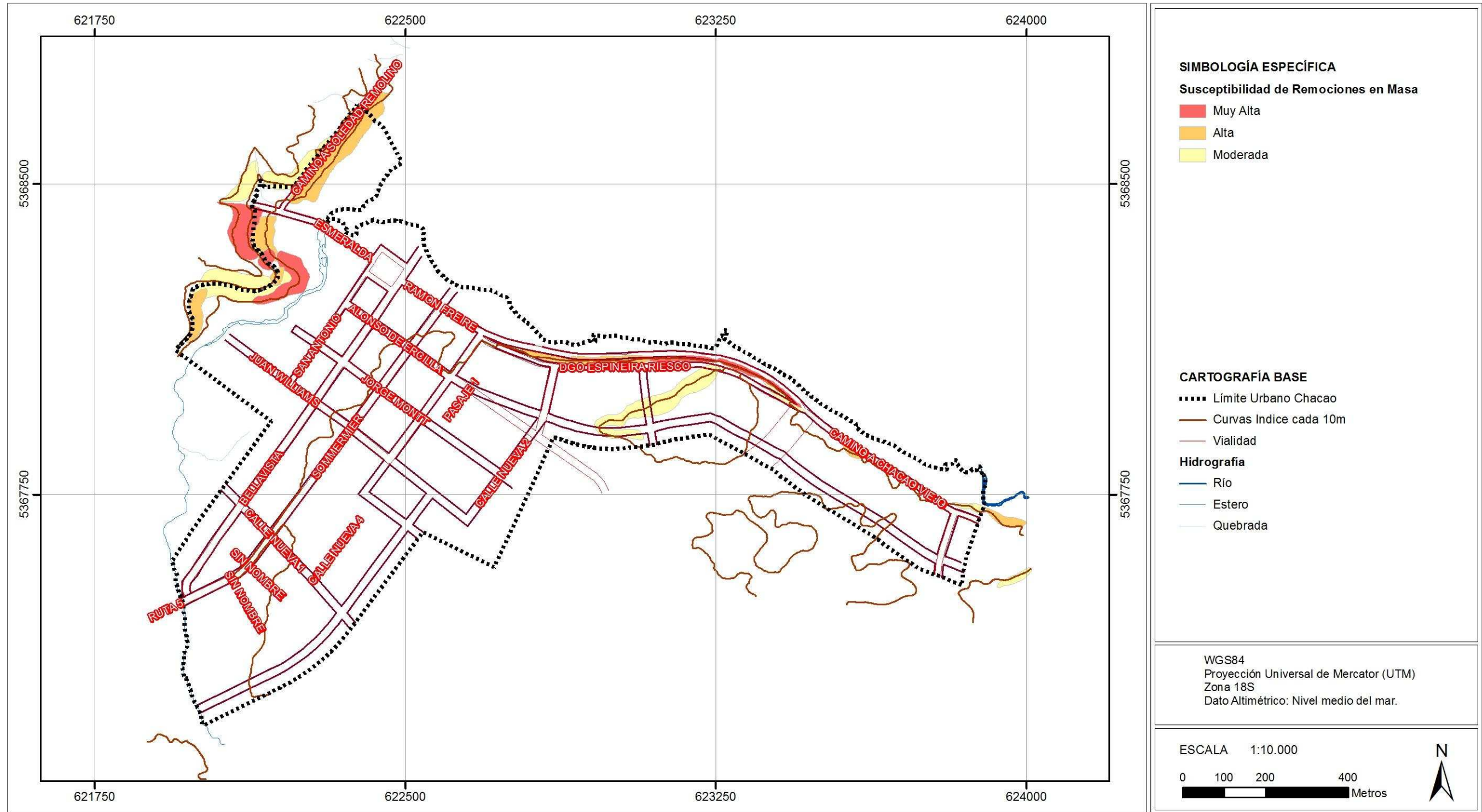
Dentro de las mismas categorías, se zonificaron los alcances de remoción en masa, a partir de los runouts observados en las visitas a terreno.

FIGURA N° 5-13 Zonas de susceptibilidad de remociones en masa de Ancud



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA N° 5-14 Zonas de susceptibilidad de remociones en masa de Chacao



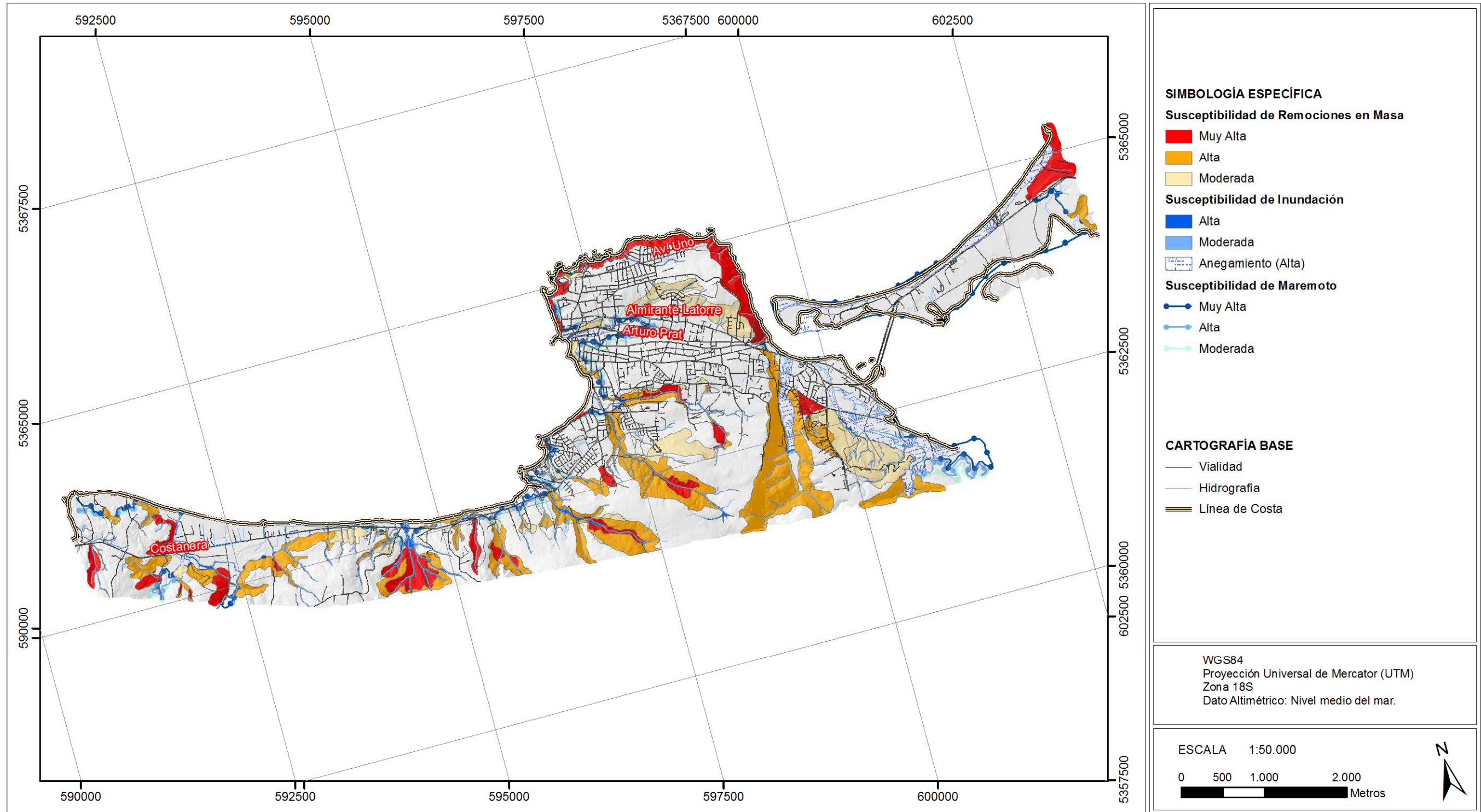
Fuente: Elaboración propia.

Fuente:

6. SÍNTESIS DE LOS PELIGROS GEOLÓGICOS ANALIZADOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

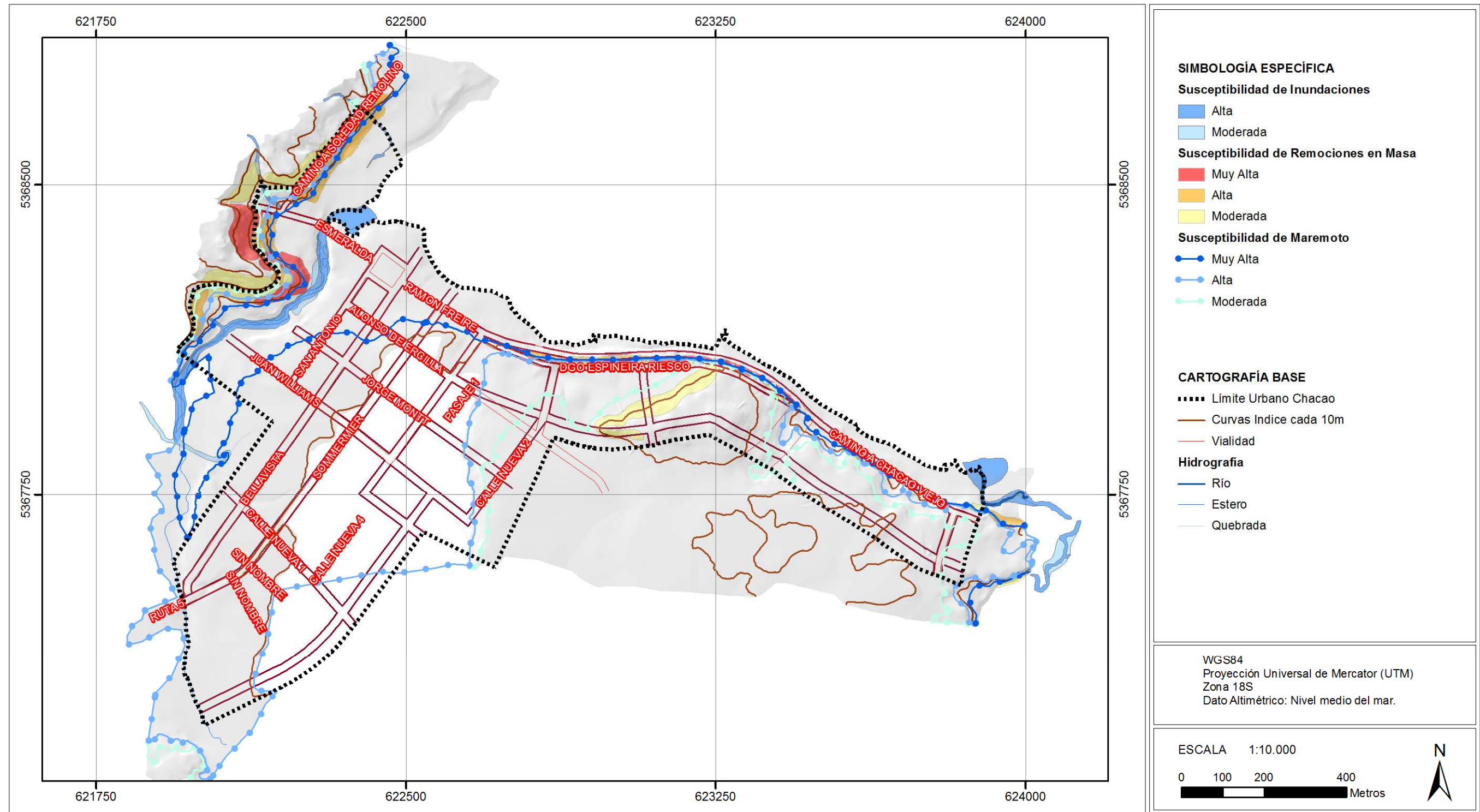
En la FIGURA N° 6-1 , FIGURA N°6-2 y Plano N°1 y N°2 fuera de texto se sintetizan las zonas susceptibles a ser afectadas por los peligros zonificables dentro de las localidades estudiadas.

FIGURA N° 6-1 Mapa de síntesis de peligros geológicos del área de estudio relativo a susceptibilidad de inundación y remociones en masa en Ancud



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA N° 6-2 Mapa de síntesis de peligros geológicos del área de estudio relativo a susceptibilidad de inundación y de remociones en masa en Chacao



Fuente: Elaboración propia.

7. RECOMENDACIONES

En el CUADRO N° 7-1 se presenta una síntesis de los peligros reconocidos en el área, los criterios utilizados para la zonificación de susceptibilidad y las recomendaciones para la zonificación urbana de las áreas susceptibles.

Se recomienda con respecto a los peligros geológicos que se implementen sistemas de alerta temprana y evacuación en caso de eventos meteorológicos que puedan generar inundaciones o remociones en masa. Este sistema debe contemplar un plan de emergencia que debe ser comunicado adecuadamente a la comunidad y debe ser periódicamente practicado, bajo la responsabilidad y coordinación de encargados comunales y provinciales de protección civil, con la participación de las comunidades

Se recomienda zonificar como no edificables los sectores ubicados sobre zonas de susceptibilidad muy alta y alta de ser afectadas por deslizamientos y caída de bloques, maremoto e inundación por desbordes de cauce.

Para mitigar los riesgos asociados a remociones en masa e inundaciones, se recomienda controlar el escurrimiento de aguas superficiales, su intercepción, captación, conducción y descarga controlada hacia cauces establecidos. Todo esto con una asesoría técnica-profesional apropiada. Sería importante realizar estudios geotécnicos detallados para zonas de remoción en masa a escala 1:500, analizando los parámetros físicos de las rocas o sedimentos en cada sector susceptible. La escala de trabajo de este estudio es 1:2.500, por lo tanto, se entrega un análisis general del área dentro de las localidades estudiadas que es útil como primer resultado, pero no se considera dentro de los objetivos de este informe una evaluación de detalle.

Con respecto a las inundaciones asociadas al estero Chacao y los ríos La Toma y Pudeto, se recomienda realizar estudios hidrológicos detallados que permitan estimar períodos de retornos asociados a las zonas susceptibles, lo que permite definir zonas de riesgo. Aunque en el año 2005 se construyó un sistema de evacuación de aguas del río La Toma, el que hasta el año 2008 había funcionado según locatarios del sector (Silva, 2008), que ha mitigado en gran medida los problemas ocasionados por este río, sería bueno realizar una revisión de la obra cada 10 años y ver si han surgido nuevos problemas, así como pedir que se evalúen los índices de daños, Severidad y Vulnerabilidad.

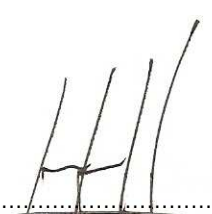
Para las áreas susceptibles a estos fenómenos se debe condicionar la utilización a resultados de estudios de detalle (escala 1:500 ó 1:100), realizados por profesionales especializados en el tema, que determinen el tipo de medidas de mitigación y su adecuado dimensionamiento a los factores locales y tamaño de proyecto. Además, se propone realizar estudios de detalle, que incluyan la instalación de piezómetros para medir cómo se comportan los suelos frente a períodos de precipitación intensos con el objetivo de poder determinar el comportamiento geomecánico del suelo y poder generar alertas tempranas a la población. En terrenos altamente susceptibles de ser afectados por estos peligros se deberá proponer usos sólo con fines recreativos y prohibir la utilización de estas áreas con fines habitacionales.

Finalmente, se recomienda realizar capacitaciones a la población con respecto a los peligros geológicos, considerando sus causas y consecuencias. En caso que la autoridad no pueda dar una alerta oportuna, la educación y conocimiento acerca de los diferentes peligros y riesgos geológicos puede salvar vidas, ya que condiciona a una reacción correcta y autónoma por parte de la población. Como ejemplo podemos citar lo ocurrido durante el terremoto y maremoto del 27 Febrero de 2010, en la zona centro sur de Chile, donde los pobladores de varias localidades se alejaron de la costa por cuenta propia después del sismo para protegerse del maremoto.

CUADRO N° 7-1 Criterios utilizados para definir la zonificación de susceptibilidad y la zonificación urbana recomendada para cada caso

PELIGRO	SUSCEPTIBILIDAD	DESCRIPCIÓN	CRITERIO DE ZONIFICACIÓN URBANA L.G. U. y C.		
			ÁREA NO CONSOLIDADA	ÁREA CONSOLIDADA	
SISMOS		-	No Aplica	No Aplica	
VOLCANISMO	FLUJO DE PIROCLASTOS	-	No Aplica	No Aplica	
	CAÍDA DE PIROCLASTOS (CENIZA)	ALTA	Zonas ubicadas dentro del área de influencia de isópacas de 10 cm (sectores que en erupciones pasadas se han visto afectados por la caída de, al menos, 10 cm de espesor de piroclastos). Afecta a todas las localidades estudiadas.	Mitigación con Normas Urbanísticas Aplicar sistema de Alerta y Evacuación	Mitigación con Normas Urbanísticas Aplicar sistema de Alerta y Evacuación
		BAJA	Zonas ubicadas fuera del área de influencia de isópacas de 10 cm.	Aplicar sistema de Alerta y Evacuación	
	CAÍDA DE PIROCLASTOS (PROYECTILES BALÍSTICOS)	-	-	No Aplica	No Aplica
	COLADAS DE LAVA	-	-	No Aplica	No Aplica
	FLUJOS DE LAHARES	-	-	No Aplica	No Aplica
MAREMOTO	MUY ALTA	Sectores inundados por el maremoto de 1960 (aproximadamente entre el nivel del mar y las cotas 8 a 10 m).	Restricción Riesgo (2.1.17) Uso Área Verde	Riesgo (2.1.17) Excluir equipamiento esencial	
	ALTA	Sectores inundados por el maremoto de 1960 más 2 metros. (Entre zona de Muy alta Susceptibilidad y cotas 10 a 13 m).	Restricción Riesgo (2.1.17) Uso Área Verde	Riesgo (2.1.17) Todos los usos	
	MODERADA	sectores ubicados entre las cotas 13 y 16 m.	Riesgo (2.1.17) Todos los usos	Riesgo (2.1.17) Todos los usos	
INUNDACIÓN POR DESBORDE DE CAUCES	MUY ALTA	-	No Aplica	No Aplica	
	ALTA	Sectores de cauces fluviales naturales de ríos, esteros y quebradas. Geológicamente corresponde a depósitos aluviales de quebradas presentes en las dos localidades de estudio.	Restricción Riesgo (2.1.17) Uso Área Verde	Riesgo (2.1.17) Excluir equipamiento esencial	
	MODERADA	Corresponde al área de 3 metros próxima a quebradas menores.	Mitigación con Normas	Mitigación con Normas Urbanísticas	

PELIGRO	SUSCEPTIBILIDAD	DESCRIPCIÓN	CRITERIO DE ZONIFICACIÓN URBANA L.G. U. y C.	
			ÁREA NO CONSOLIDADA	ÁREA CONSOLIDADA
			Urbanísticas	
			Todos los usos	Todos los usos
ANEGAMIENTO	MUY ALTA	-	No Aplica	No Aplica
	ALTA	Sectores de anegamiento temporales por acumulación de aguas lluvia, o escorrentías lentas estacionales asociadas a períodos de precipitaciones intensas en sectores deprimidos o cauces antiguos menores en áreas de baja pendiente. Ocurren en Ancud.	Uso área verde	Mitigación con normas urbanísticas. Todos los usos.
REMOCIONES EN MASA	MUY ALTA	Corresponde a sectores de muy alta pendiente (pendientes sobre 35°) con o sin evidencia de eventos anteriores.	Restricción Riesgo (2.1.17)	Restricción Riesgo (2.1.17)
	ALTA	Corresponde a sectores de pendientes entre 25° y 35°, con evidencia de eventos anteriores.	Uso Área Verde	Uso Área Verde
	MODERADA	Corresponde a sectores donde la pendiente se encuentra entre 15° y 25° con alguna evidencia de eventos anteriores.	Restricción Riesgo (2.1.17) Uso Área Verde	Riesgo (2.1.17) Excluir equipamiento esencial
RETROCESO DE LADERAS	MUY ALTA	-	Mitigación con Normas Urbanísticas	Mitigación con Normas Urbanísticas
	ALTA	-	Todos los usos	Todos los usos
RETROCESO DE LADERAS	MUY ALTA	-	No Aplica	No Aplica
	ALTA	-	No Aplica	No Aplica


 Profesional responsable
 Andrés Fock Kunstmann
 Geólogo, MSc. en Geología.

Fuente: Elaboración propia.

8. REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

- Antinao, J., Fernández, J., Naranjo, J. & Villarroel, P., 2002. *Peligro de Remociones en Masa e Inundaciones en la Cuenca de Santiago*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Ambiental, No. 2, 1 mapa escala 1:100.000.
- Aurum Consultores, 2009. *Estudio de Peligros Volcánicos entre Bahía Pumalín y Chaitén, Décima Región. "Estudio de Factibilidad y Diseño definitivo Terminal Portuario e Infraestructura de pesca Artesanal, Chaitén. Región de Los Lagos"*, s.l.: MOP.
- Ayala, F., 1985. *Geología y prevención de daños por inundaciones.*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Baker, V., Kochel, R. & Patton, P., 1988. *Flood Geomorphology*. John Wiley and Sons, Chichester, UK, 503 pp., s.l.: s.n.
- Belmonte-Pool, J., 1997. *Análisis del contacto sismogénico interplaca a lo largo de Chile*, Santiago: Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile..
- Benito, G., 2002. *La paleohidrología en el análisis de inundaciones.*, Barcelona: Ariel, Ariel Ciencia.
- Benito, G. y otros, 2004b. *Use of Systematic, Paleoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. review of Scientific Methods. Natural Hazards*, 31, 623-643, s.l.: s.n.
- Benito, G. y otros, 2004a. *Paleoflood data collection and analysis.*, Madrid: s.n.
- Börgel, R., 1983. *Geomorfología. Colección Geográfica de Chile.* Santiago: Instituto Geográfico Militar.
- Carter, W. & Aguirre, L., 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship o the Central Valley graben.. *Geological society of America Bulletin*. Vol. 84, pp. 651 - 664.
- Casertano, L., 1963. *Catlogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Parte XV.*, Roma, Italia: International Association of Volcanology. 55 págs..
- Castillo, C., Reyes, S., del Castillo, M. & Saldivia, A., 1998. *Plan Regulador Comunal de Ancud. Seccional Lechagua.*, Osorno: Universidad de Los Lagos, Escuela de Arquitectura y Diseño.
- Centeno, J., Fraile, M., Otero, M. & Pividal, A., 1994. *Geomorfología Práctica. Ejercicios de fotointerpretación y planificación geoambiental.* Madrid: Ed. Rueda.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: T. Moreno & W. Gibbons, edits. *The Geology of Chile*. Londres: Geological Society of London, pp. 21-114.
- Costa, J., 1984. Physical geomorphology of debris flows. In Developments and Applications of Geomorphology. En: J. E. Costa & P. J. Fleisher, edits. *Developments and Applications of Geomorphology*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 268-317.
- Cruden, D. & Varnes, D., 1996. *Landslide types and processes*, Washington D.C.: Special Report 247: Landslides: Investigation and Mitigation, Transportation Research Board.
- Darwin, C., 1838. On the conexión of certain Volcanic Phenomena in South America. *Trans. Geol. Soc.*, Volumen 5, pp. 601-631.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. & Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20), pp. 2191-2194.
- Díez Herrero, A., 2002a. *Condicionantes geomorfológicos de las avenidas y cálculos de caudales y calados*. Barcelona: Ariel, Ariel Ciencia.
- Díez, A. & Pedraza, J., 1996. *Procesos fluviales*, Madrid: Ruda.

- Díez-Herrero, A., Laín-Huerta, L. & Lloremte-Isidro, M., 2008. *Mapas de Peligrosidad por avenidas e inundaciones: Guía metodológica para su elaboración*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España. Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia No. 1, 190 pág.
- DUHART, P., MUÑOZ, J. & STERN, C., 2000. *Geología de la Isla Grande de Chiloé, X Región de los Lagos, Chile*. En: *Congreso Geológico Chileno (IX: 2000: Puerto Varas, Chile)*, s.l.: Sernageomin. Vol 1, 461-465 pp. Chile..
- Esaki, T., Thapa, P., Mitani, Y. & Ikemi, H., 2005. *Landslide and debris flow characteristics and hazard mapping in mountain hillslope terrain using GIS, Central Nepal*. Vancouver, En: Eberhardt, E., Hungr, O., Fell, R., Couture, E. (eds), *Proceedings, International Conference on Landslide Risk Management*, p. 657-669..
- Galli, C. & Sánchez, J., 1960. *Relación entre la geología y los efectos de los terremotos de Mayo de 1960 en la ciudad de Ancud y alrededores, Chiloé. Informe Preliminar*, Santiago: Instituto de Investigaciones Geológicas, 18 pp..
- Giardini, D., Basham, P. & Berry, M., 1992. *The global seismic hazard assessment program*, s.l.: Eos Trans. AGU, 73(48), 518..
- Giraud, R. & Shaw, L., 2007. *Landslide Suceptibility Map of Utah*. , s.l.: Utah Geological Survey, 16 p..
- Gonzalez de Vallejo, L., Ferre, M., Ortuño, L. & Oteo, C., 2002. *Ingeniería Geológica*. Segunda ed. Madrid: Pearson Educación.
- González-Ferrán, O., 1984. *Villarrica Volcano. A high risk active volcanic center. Pacific Volcanology Conference. Forecasting Eruptions*. Hilo, Hawai, s.n., p. Abs. 10.
- González-Ferrán, O., 1995. *Volcanes de Chile*. Santiago: Instituto Geográfico Militar, 410 pág.
- González-Ferrán, O., 1995. *Volcanes de Chile*. Primera Edición ed. Santiago, Chile: Instituto Geográfico Militar.
- González-Ferrán, O., 1995. *Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, VI.*, Santiago: s.n.
- Hantke, G., 1975. *Der vulkanismus in Chile*, s.l.: Smithsonian Institution, USA, 805 pp..
- Hauser, A., 1985. Flujos aluvionales de 1870 y 1896 ocurridos en la ladera norte del volcán Yates, X Región: su implicancia en la evaluación de riesgos naturales. *Revista Geológica de Chile*, Volumen 25-26, pp. 125-133.
- Hauser, A., 1997. *Los aluviones del 18 de Junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico, a 5 años del desastre*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 49, 47 pág.
- Hauser, A., 2000. *Remociones en masa en Chile*. 2da ed. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 59, versión actualizada, 89 pág.
- Hauser, A., 2000. *Remociones en Masa en Chile*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín No. 59.
- HRA Ingeniería, 2012. *Estudio Geomorfológico*, Santiago: DIA Parque Eólico Anud.
- Iida, K., 1963. A relation of earthquake energy to tsunami energy and the estimation of the vertical displacement in a tsunami source,. *J. Earth, Sci.*, 2(1), pp. 49-67.
- Infracon S.A-SUBDERE, 2012. *Estudio de riesgos de sismos, volcanismo, remoción en masa, inundación por desborde de cauces y canales y maremotos.*, Santiago de Chile, RM.: s.n.
- Kausel, E. & Ramírez, D., 1992. Relaciones entre parámetros focales y macrosísmicos de grandes terremotos chilenos. *Rev. Geofísica*, Volumen 37, pp. 159-194.
- Keeper, D., 1984. Landslides cuased by earthquakes. *Geological Society of América Bulletin*, 95(4), pp. 406-421.
- Keller, E. & Blodgett, R., 2004. *Riesgos Naturales*. Madrid: Pearson Education S.A., 448 pág.
- Khazaradze, G. & Klotz., 2003. Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the South-Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 108, p. 1-13.

- Lange, D. y otros, 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*, Volumen 455, p. 14–24.
- Lara, L., 2007. *Caída de bloques en el litoral de Huicha, Isla de Chiloé, Chile. En PMA (2007), Movimientos en Masa en la Región Andina: una guía para la evaluación de amenazas.*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Lastra, J., Fernández, E., Díez-Herrero, A. & Marquínez, J., 2008. *Flood hazard delineation combining geomorphological methods: an example in the Northern Iberian Peninsula. Natural Hazards*, 45(2), 277-293., s.l.: s.n.
- Ljungner, E., 1931. Gologische Aufnahmen in der patagonischen kordillere. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 23(6), pp. 203-242.
- Lockridge, P., 1985. *Tsunamis in Peru-Chile*. USA: National Geophysical Data Center.
- López-Escobar, I., Kilian, R., Kempton, P. & Tagiri, M., 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile.. *Revista Geológica de Chile*, 20(1), pp. 33-55.
- Madariaga, R., 1998. *Sismicidad de Chile*, s.l.: Física de La Tierra. tS5N: 0214-4557, n° 10: 221-255.
- Marquínez, J. & Lastra, J. F. E., 2006a. *Metodología utilizada para cartografiar la peligrosidad de inundaciones en las cuencas del Norte*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, Serie Medio ambiente, Riesgos Geológicos n°7.
- Marquínez, J. & Lastra, J. F. E., 2006b. *Estudio de inundabilidad en la ciudad de Sarria (Lugo). Tecnoambiente*, 160, 76-79., s.l.: s.n.
- Martin, G. & Lew, M., 1999. *Recommended Procedures for Implementation of DMG Special Publication 117: Guidelines for Analyzing and Mitigating Liquefaction Hazards in California*. Los Angeles: Southern California Earthquake Center, University of Southern California, 63 pág.
- Mora, C., 2009. *Análisis del enjambre sísmico del fiordo de Aysén durante enero de 2007.*, Santiago: Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile..
- Moreno, H., 2004. *Osorno-Calbuco. IAVCEI Gen Assembly 2004 Pucón, Chile Field Trip Guide C4*, s.l.: s.n.
- Mpodozis, C. & Ramos, V. A., 1989. *The Andes of Chile and Argentina In: Ericksen, G. E.; Cañas, M. T.; Reinemund, J. A. (eds) Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Pet.* 11 ed. Houston, Texas: Earth Science Series.
- Myers, B. & Brantley, S., 1995. *Hazardous phenomena at volcanoes*, Vancouver, Washington.: USGS Open File Report, pág. 95-231.
- Myers, B., Brantley, S., Stauffer, P. & Il, J. H., 1997. *What are volcano hazards?*, s.l.: US Geological Survey Fact Sheet 002-97, on-line version 1.1, (last modified 2000).
- Náquira, M. V., 2009. *Susceptibilidad de remociones en masa en las costas de fiordos cercanos a Hornopirén, X Región.*, Santiago: Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Naranjo, J. & 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(31), pp. 225-240.
- Naranjo, J. & Varela, J., 1996. *Debris and mud flows that affected the eastern area of Santiago on May 3, 1993*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No. 47, 42 pág.
- Newhall, C. & Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism.. *Journal of Geophysical Research*, C2(87), pp. 1231-1238.

- Ogura, A. & Soares-Macedo, E., 2000. Procesos y Riesgos Geológicos.. En: *II Curso Internacional de Aspectos Geológicos de Protección Ambiental (UNESCO y UNICAMP)*. Campinas: s.n., pp. 124-147.
- Ortega, J. & Garzón, G., 2006. *Interpretación de los depósitos de avenida como clave para establecer la dinámica de la llanura de inundación*. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología, Universidad de Santiago de Compostela, s.l.: s.n.
- Petit-Breuilh, M., 1995. *Geografía histórica y cronología eruptiva de los volcanes: Tronador; Yate Apagado-Hornopirén, Huequi-Michinmávida-Chaitén, Corcovado y Yanteles-Nevalo: Segundo Informe de Avance*. 20 pp., Temuco: SERNAGEOMIN.
- Petit-Breuilh, M. E., 2003. *El efecto de los desastres naturales en las ciudades chilenas (siglos XVI al XX)*. Proyecto de Investigación., s.l.: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Pierson, T. & Scott, K., 1985. Downstream dilution of Lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Research*, 21(10), pp. 1511-1524.
- PMA, 2008. *Proyecto Multinacional Andino. Geociencia para las Comunidades Andinas. Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes*.. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, no. 7, 320 p., 1 CD-ROM.
- PMA-GCA, 2007. *Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas*. Santiago: Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 4, 432 p.
- Ramos, V. A. y otros, 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, pp. 855-880.
- Rivano, S., Sepulveda, P., Boric, R. & Espineira, D., 1993. *Geología del Área Quillota-Portillo*. N°73, Santiago: Sernageomin.
- Saéz, C., 2006. *Efectos geográficos de eventos catastróficos. Caso terremoto-maremoto 22 de mayo 1960, Ancud*, Santiago: Memoria para optar al título profesional de Geógrafo. Universidad de Chile.
- Sancho, C., 1997. Los mapas de riesgos. En: J. Peña, ed. *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Zaragoza: Geomorfa, pp. 181-200.
- Scholz, C., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge: Cambridge University Press, 439 pág.
- Sepúlveda, S., Murphy, W., Jibson, R. & Petley, D., 2005. Seismically-induced Rock Slope Failures Resulting from Topographic Amplification of Strong Ground Motions: The Case of Pacoima Canyon, California.. *Engineering Geology*, Volumen 80, pp. 336-348.
- Sepúlveda, S. & Serey, A., 2009. Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the 21st of April 2007 Aisén earthquake, Southern Chile (45.5°S).. *Andean Geology*, 36(1), pp. 131-136.
- Sepúlveda, S. y otros, 2010. Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia.. *Landslides*, pp. doi: 10.1007/s1034VI-010-0203-2.
- SERNAGEOMIN, 2003. *Mapa Geológico de Chile, Versión Digital*, Santiago: Publicación Geológica Digital, N°4. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- SERNAGEOMIN, 2003. *Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. Publicación Geológica Digital, N°4.*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- SERNAGEOMIN, 2008. *Estudio de peligros geológicos por remociones en masa en el área urbana de Puerto Montt*, Puerto Varas: Proyecto Multinacional Andino- PMA. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- SHOA, 2000. *El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile*, Valparaíso: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.

- Siebert, L. & Simkin, T., 2002. *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions*, s.l.: Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, (<http://www.volcano.si.edu/world/>).
- Silva, A., 2008. Los desastres naturales en Ancud. 1960-2007. *Espacio Regional*, 2(5), pp. 63-74.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)- South America relative motions during the last 40 My: implication for mountain building in the central Andean region.. *Journal of South American Earth Sciences*, Issue 11, pp. 211-215.
- Sruoga, P., 2002. *El volcanismo reciente y riesgo asociado en la Provincia de Mendoza*, Mendoza: IANIGLA, 30 Años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales, pág. 255-259.
- Suárez, G. & Comte, D., 1993. Comment on "Seismic coupling along the Chilean subduction zone" by B.W. Tichelaar and L.R. Ruff. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 98, pp. 15825-15828.
- Susa, D., 2004. *Evaluación del peligro sísmico asociado a sismos de tipo interplaca en Chile y sur del Perú utilizando una distribución bi-paramétrica de Weibull*, Santiago: Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile..
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schimdt, S. & Hackney, R., 2006. Three dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin.. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 111.
- Tichelaar, B. W. & Ruff, L. J., 1993. *Depth of seismic coupling along subduction zones*, *Jour. Geoph. Res.*, 98, pp. 2017-2037., s.l.: s.n.
- UNIS/ISDRR, 2004. *Living with Risk: A global review of disaster reduction initiatives*. Génova: (United Nations Inter-Agency Secretariat of the International Strategy for Disaster Risk Reduction, 430 pág.
- Urrutia, R. & Lanza, C., 1993. *Catástrofes en Chile 1541 - 1992*. Santiago: La Noria. 440 pp..
- Valenzuela, E., 1982. *Estratigrafía de la boca occidental del Canal del Chacao, X Región, Chile..* Concepción, Memorias 3er Congreso Geológico Chileno, p. A343-A376.
- Varnes, D., 1978. *Slope movement types and processes*, Washington, D.C.: Special report 17VI: Landslides: Analysis and Control, Transportation Research Board.
- Varnes, D., 1984. Hazard Zonation: A Review of Principal and Practice. Commission of Landslide of IAEG, UNESCO. *Natural Hazards*, Volumen 3, pp. 1-61.
- Watt, S., 2010. *Records of volcanism and controls on volcanic processes in southern Chile.*, Oxford: Ph.D. Thesis. Worcester College and the Department of Earth Sciences, University of Oxford..
- Watt, S., Pyle, D. & Mather, T., 2011a. Geology, petrology and geochemistry of the dome complex of Huequi volcano, southern Chile. *Andean Geology*, 38(2), pp. 335-348.
- Watt, S. y otros, 2011b. Holocene tephrochronology of the Hualaihué region (Andean southern volcanic zone, ~42° S), southern Chile. *Quaternary International*, Issue 246 (1-2), pp. 324-343.
- Western Washington University, 2011. *RELIEF GLOBE SLIDES*. [En línea] Available at: <http://www.smate.wvu.edu/teched/geology/GeoHaz/global/globe-17.jpg> [Último acceso: 28 11 2011].
- Wiegel, R., 1970. Tsunamis. In. En: *Earthquake Engineering*. Engelwood Cliffs, N. J.: Prentice Hall,, N.J., pp. 253-306.

ANEXO A Definiciones Usadas en este informe

Los procesos geodinámicos producen modificaciones de diversas magnitudes en la superficie terrestre que constituyen peligros geológicos que afectan de forma directa o indirecta las actividades humanas. La **previsión** de estos procesos que consiste en la identificación de áreas con mayor posibilidad de ser afectadas por eventos geológicos peligrosos, es imprescindible para adoptar medidas de **prevención** y reducir su impacto sobre las edificaciones y la población (Ogura & Soares-Macedo, 2000). Asociados a los peligros geológicos se reconocen cuatro conceptos principales: susceptibilidad, vulnerabilidad, amenaza o peligrosidad (hazard) y riesgo (risk).

La **susceptibilidad** se define como la **posibilidad** de que una zona sea afectada por un determinado proceso, y se expresa a través de distintos grados cualitativos y relativos. Depende directamente de los factores que controlan o condicionan la ocurrencia de los procesos, que pueden ser intrínsecos de los materiales geológicos o controlados por un factor externo (precipitación, sismos, etc.). Para la construcción de mapas de susceptibilidad se utilizan los mapas de inventario, correspondientes a áreas que sufren o han sufrido determinados procesos, y mapas de factores condicionantes que favorecen o entorpecen el desarrollo de estos procesos. Además, los mapas de susceptibilidad apuntan a cubrir el peor escenario posible en el área de estudio.

Los distintos **elementos expuestos** (personas, infraestructura, actividades económicas) en zonas susceptibles son agrupados dentro del concepto de **vulnerabilidad**, que se define como el grado de daños o pérdidas potenciales como consecuencia de un fenómeno de una intensidad determinada.

El concepto de **amenaza** o **peligrosidad** (hazard*) corresponde a la **probabilidad de ocurrencia** de un proceso, con un nivel de intensidad determinado dentro de cierto período de tiempo y en un área específica. La estimación de la amenaza o peligrosidad implica necesariamente una consideración de la variable temporal, es decir, el período de recurrencia de un evento. Por otro lado, la amenaza para períodos de retorno infinitos tiende a ser similar que la susceptibilidad. Por lo anterior, y en consideración de que no se tienen datos suficientes para estimar períodos de retorno, se utilizarán mapas de susceptibilidad, que consideran solo las variables intrínsecas del material, para la zonificación de peligros geológicos.

Por otro lado, el concepto de **riesgo** (risk) se define como las potenciales pérdidas económicas o de vidas (directas e indirectas) producto de la ocurrencia de un determinado fenómeno, en función de la amenaza determinada para una zona. En general el riesgo (R) se define como:

$$R = A \times C$$

Donde A corresponde a la amenaza o peligrosidad (probabilidad de que ocurra un evento dado en un período de tiempo) y C corresponde al costo (ya sea en vidas, valoración económica, metros de

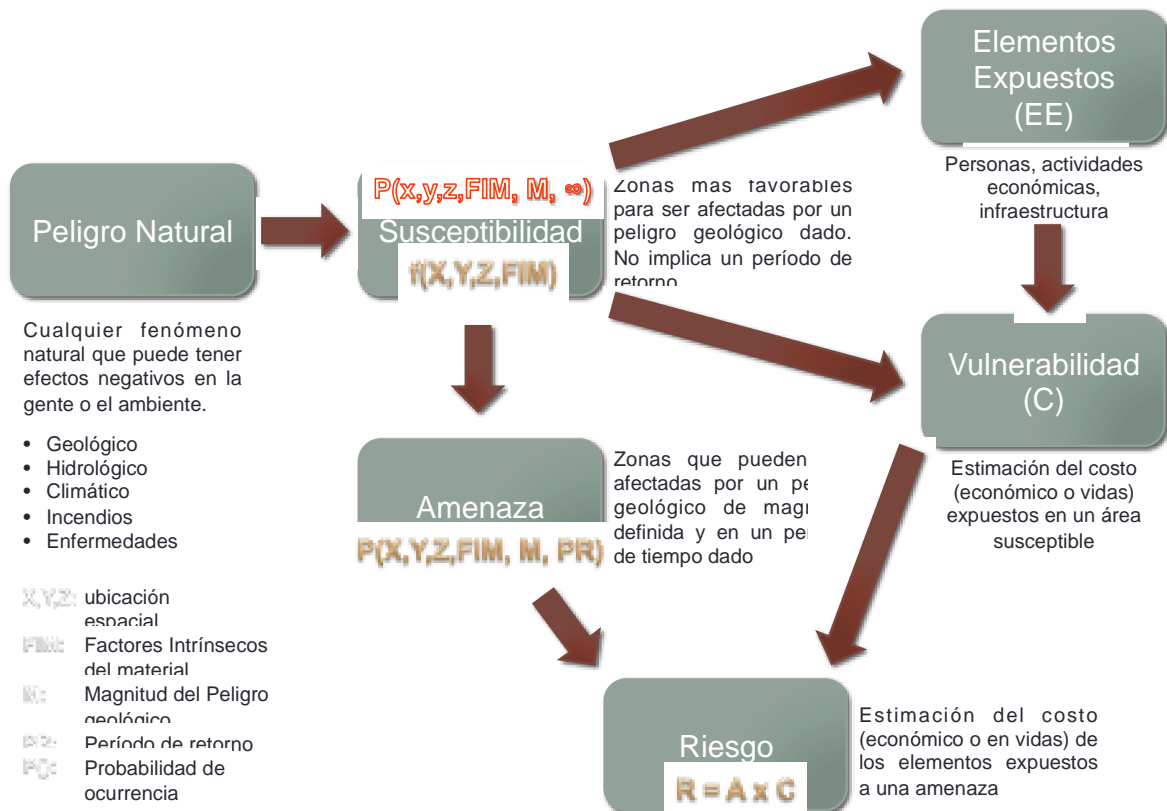
* La traducción literal corresponde a peligro, pero de acuerdo a la ONEMI y al proyecto Multinacional de Geociencias Andino (MAP-GAC) para evitar confusiones se utiliza Amenaza o Peligrosidad

caminos, etc.). La FIGURA A-1 muestra la relación entre el conocimiento y la estimación de la susceptibilidad, amenaza y riesgo.

En resumen, los peligros geológicos pueden analizarse desde el punto de vista de las condiciones intrínsecas del material (estudios de susceptibilidad o determinísticos) y desde el punto de vista de los factores desencadenantes de un fenómeno (estudios de amenaza o probabilísticos). Considerando que para un estudio probabilístico es necesario contar con set de datos históricos de los procesos desencadenantes, los que normalmente no se encuentran registrados de manera adecuada, y que para períodos de retornos infinitos los mapas de amenaza tienden a ser similares a los mapas de susceptibilidad, se considera que los mapas de susceptibilidad corresponden al escenario más conservador y a ser aplicado en la Planificación Territorial.

Finalmente, la **reducción y mitigación** de los riesgos vinculados a los diversos peligros geológicos presenta igual o mayor importancia que el manejo de las emergencias y la respuesta posterior al evento catastrófico. El desarrollo sustentable de la urbanización está directamente asociado a la reducción y mitigación de estos riesgos. La generación de conciencia a partir del conocimiento de los peligros y riesgos geológicos es fundamental para reducir y mitigar las consecuencias de estos eventos sobre la población (UNIS/ISDRR, 2004).

FIGURA A-1 Etapas de la evaluación de un evento geológico peligroso



Fuente: Elaboración propia basado en Varnes (1984).

ANEXO B Descripción Peligros Geológicos Analizados

En este capítulo se detallan los peligros geológicos que potencialmente podrían afectar o han afectado al área de estudio, constituyendo un riesgo de catástrofe permanente o potencial, amenazando el emplazamiento de población.

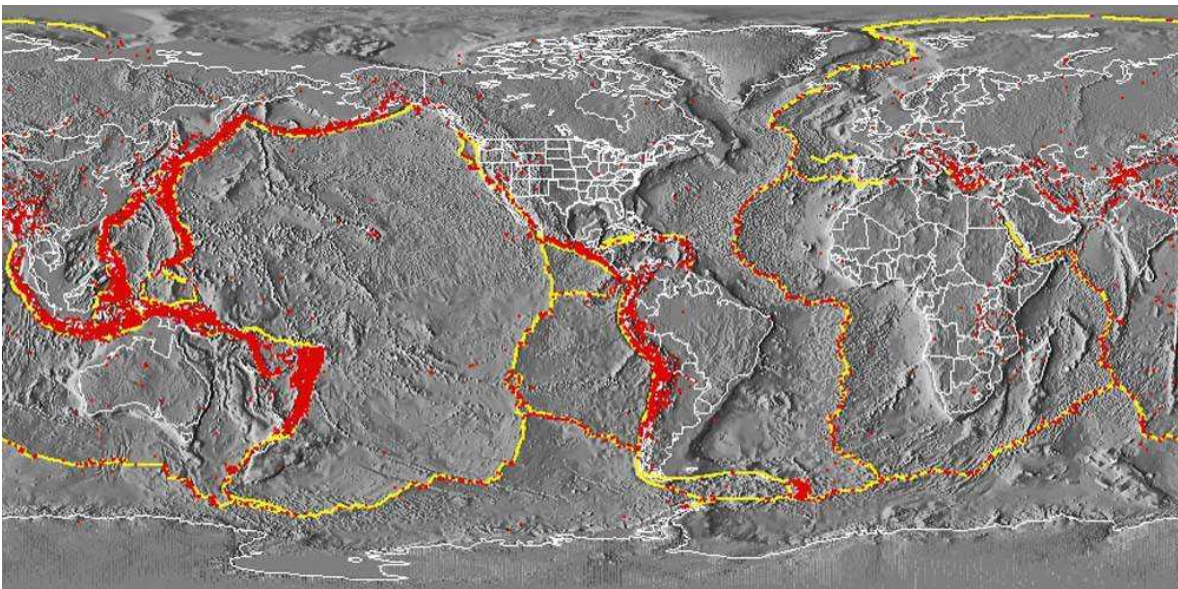
Para cada peligro, se describe en qué consiste, cuáles son sus factores condicionantes, y los principales efectos para la población y sus actividades. El análisis se realiza dividiendo los peligros geológicos en dos grupos, procesos internos o endógenos de la tierra (peligro sísmico y volcánico), y los procesos externos o exógenos (remociones en masa, inundaciones).

B.1 Procesos Internos o Endógenos de la Tierra

B.1.1 Sismicidad

La costa Oeste de Sudamérica está delineada por el borde occidental de la placa Sudamericana y se caracteriza por una intensa sismicidad debido a su convergencia con la placa de Nazca. En planta se aprecia una banda sísmica activa muy angosta (100-150 km) y de profundidad variable (~5-200 km) entre el cordón montañoso de los Andes y la fosa Perú-Chile. La FIGURA B-1 ilustra la sismicidad mundial que resalta los márgenes de las placas tectónicas y muestra además, cómo Chile se encuentra en un ambiente de gran producción sísmica.

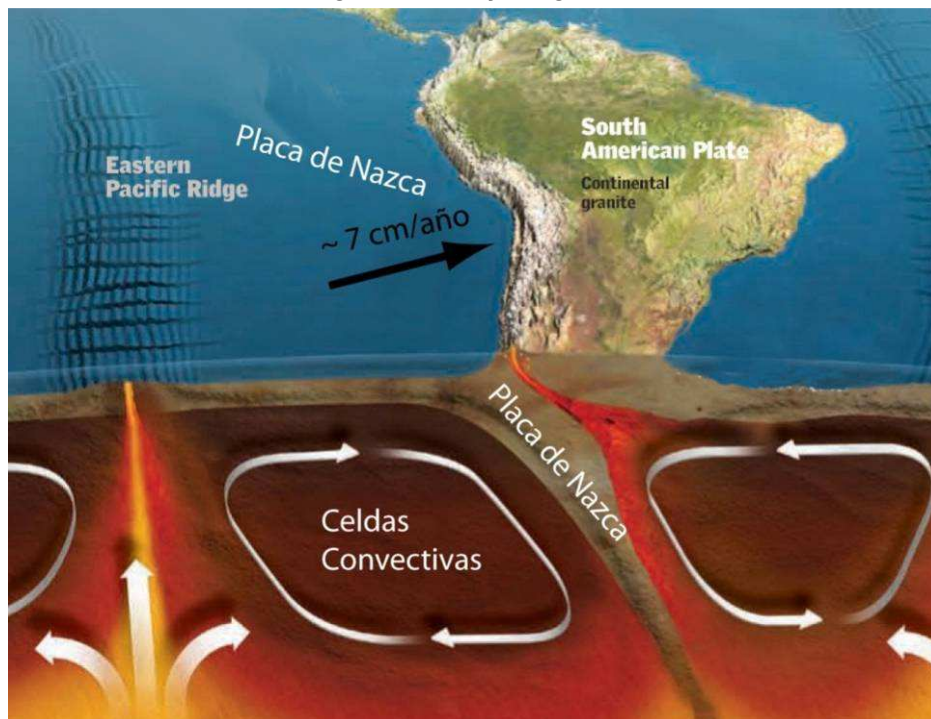
FIGURA B-1 Sismicidad mundial entre los años 1980 y 1990, se representan en puntos rojos los epicentros con magnitud >5. Nótese como la sismicidad “ilumina” los límites de las placas tectónicas, dibujados en amarillo



Fuente: Western Washington University (2011).

El margen de subducción donde se ubica Chile está caracterizado por una convergencia del orden de 8 cm/año (DeMets, et al., 1994). Una serie de fuerzas actúan sobre la Placa de Nazca, como por ejemplo el flujo convectivo de material del manto, que “mueve” a la placa en dirección al este generando la convergencia, o el mismo peso de la placa oceánica que “tira hacia abajo” esta placa, favoreciendo la subducción (FIGURA B-2). Debido a sus distintas composiciones, la placa oceánica que es comparativamente más densa (de composición basáltica) tiende a introducirse bajo la corteza continental menos densa (de composición granítica). Las fuerzas que actúan sobre la interface entre ambas placas así como las de interacción entre las placas y el manto generan el llamado acoplamiento sísmico interplaca, el que puede entenderse como la resistencia al deslizamiento en la zona de contacto entre ambas. A mayor acoplamiento interplaca la capacidad de generar terremotos de gran magnitud aumenta (Scholz, 1990).

FIGURA B-2 Contexto geodinámico y margen de subducción de Chile



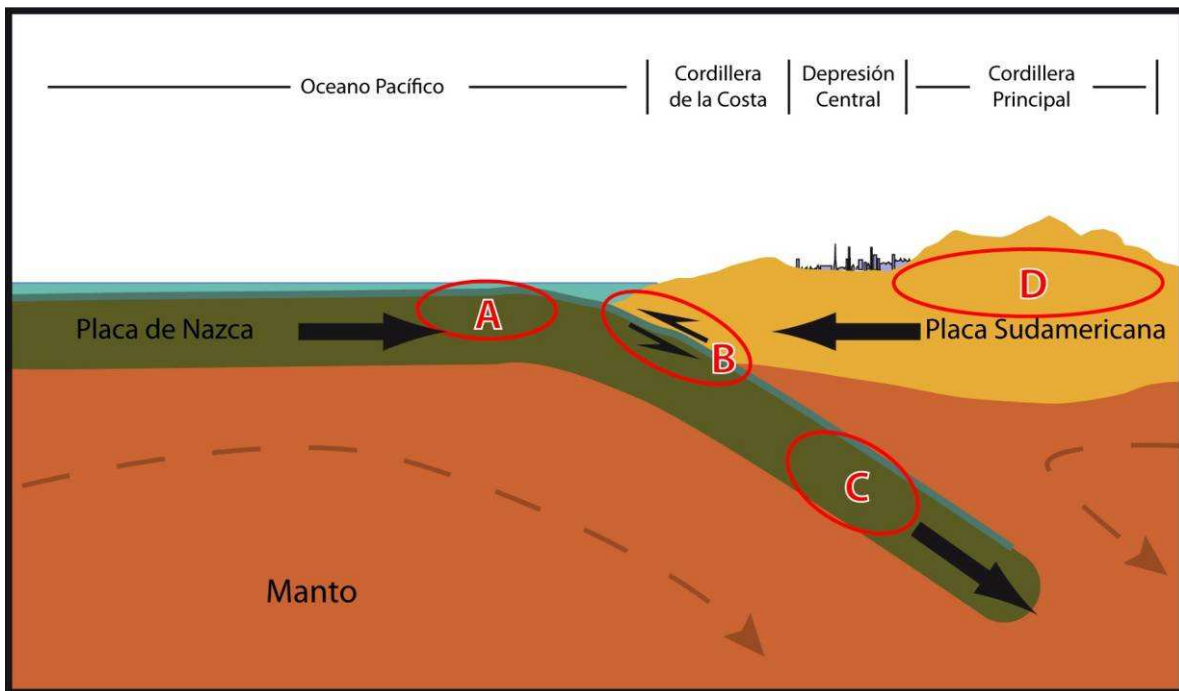
Fuente: Modificado de Enciclopedia Britannica (2008).

El sistema de subducción, además de acumular energía que se libera por sismos de interplaca, genera campos de esfuerzos en la placa continental, en la oceánica y en la zona de acople entre ambas. El método para descargar la energía acumulada es a través de diferentes tipos de sismos, ejemplificados en la FIGURA B-3, que corresponde a:

4. Zona A: Sismos “Costa afuera”, que se producen por los esfuerzos extensivos por abombamiento en la placa subductante antes de la zona de contacto. A pesar de llegar a tener magnitudes cercanas a $M_W = 6$, prácticamente no causan efectos significativos en áreas pobladas debido a su ocurrencia en zonas mar adentro.

5. Zona B: Sismos asociados al contacto interplaca, como los ocurridos en Antofagasta 1995, Chile Central 1985, Mejillones 2005 y Constitución-Concepción en el 2010. Estos son producto de la liberación de energía acumulada por la convergencia de placas.
6. Zona C: Sismos intraplaca de profundidad intermedia, como los sismos de Punitaqui 1997, Copiapó 2002, Calama 1950, Tarapacá 2005 y Chillán 1939. Se producen por el fracturamiento tensional de la placa de Nazca (la placa se quiebra por su propio peso).
7. Zona D: Sismos superficiales intraplaca, como los sismos de Las Melosas en 1958, Aroma en 2001, Curicó en 2004 y Aysén, 2007. Son producto del esfuerzo intraplaca inducido por la subducción, que a la vez contribuye a la generación de relieve. En general, los sismos superficiales intraplaca se encuentran asociados a fallas superficiales que pueden tener movimientos normales, inversos y de rumbo, que responden a campos de esfuerzos compresivos o extensivos.

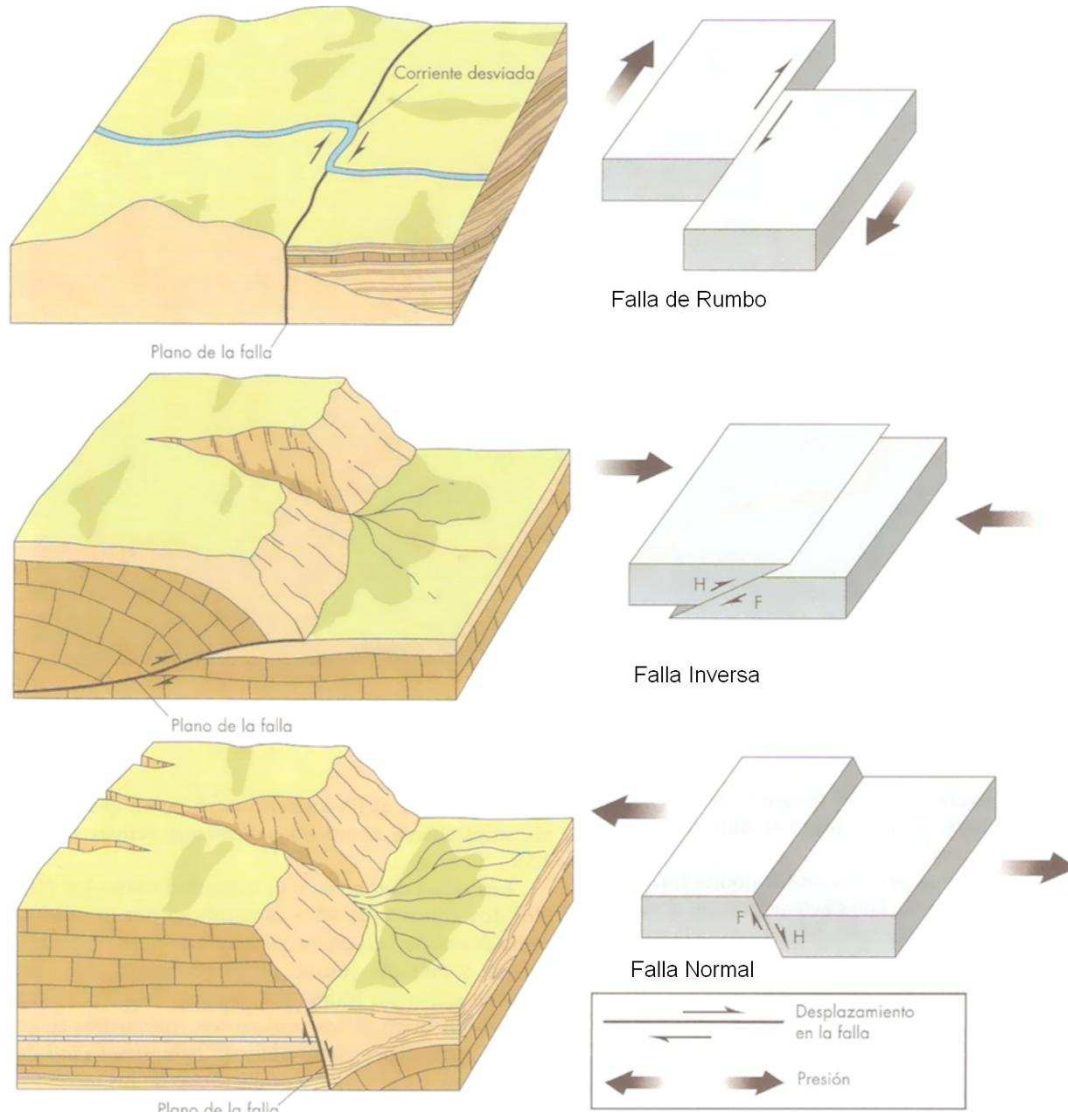
FIGURA B-3 Tipos de sismos que ocurren en un margen de subducción (explicación en el texto)



Fuente: Elaboración propia.

Independientemente de la ubicación particular de uno u otro sismo, todos ellos corresponden a un desplazamiento violento paralelo al plano de falla que libera la energía acumulada en la interfaz. La energía que se acumula producto de la convergencia de placas, tanto en el contacto interplaca como en la corteza, en algún momento supera la resistencia de las rocas. En dicho instante se produce una ruptura que se propaga a través de un plano de falla, el que, de acuerdo a su geometría, generará diferentes tipos de movimientos (FIGURA B-4). A su vez, esta ruptura conlleva una liberación de energía que se propaga por medio de ondas sísmicas.

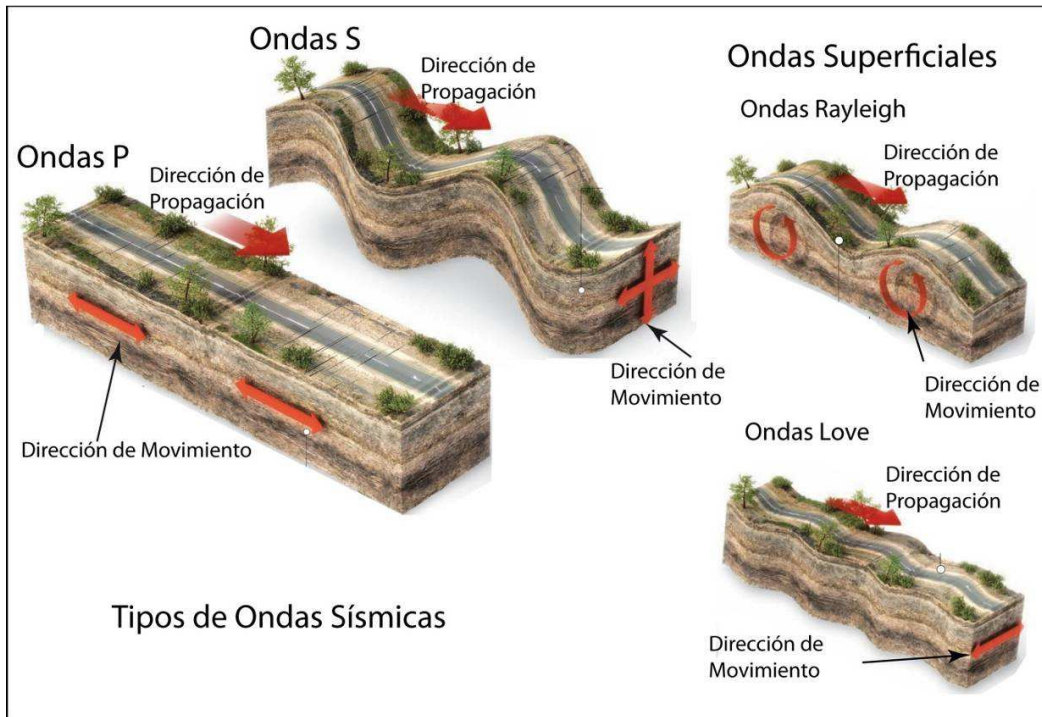
FIGURA B-4 Tipos de Falla y esfuerzos asociados



Fuente: Keller y Blodgett (2004).

Las ondas que transmiten la energía sísmica se agrupan en dos tipos principales: ondas de cuerpo y ondas de superficie. Las primeras se dividen en ondas P (compresivas) y ondas S (ondas de corte o de cizalle), mientras que las segundas se dividen en ondas Rayleigh y Love (FIGURA B-5). En las ondas P el movimiento de partículas se produce en forma paralela al de la propagación de la onda y en las ondas S es en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Las ondas Rayleigh tienen un movimiento oscilatorio elíptico y las ondas Love tienen un movimiento oscilatorio horizontal. Con respecto a su impacto en superficie, debido a que las ondas S transportan la mayor cantidad de energía y a que las ondas superficiales tienden a tener movimientos de mayor frecuencia, ambos tipos corresponden a los de carácter más destructivo del movimiento sísmico. Aun así, a medida que las ondas se alejan de la fuente van perdiendo o disipando energía, siendo cada vez menos destructivas, fenómeno que se conoce como atenuación.

FIGURA B-5 Tipos de ondas sísmicas



Fuente: Modificado de Enciclopedia Britannica (2008).

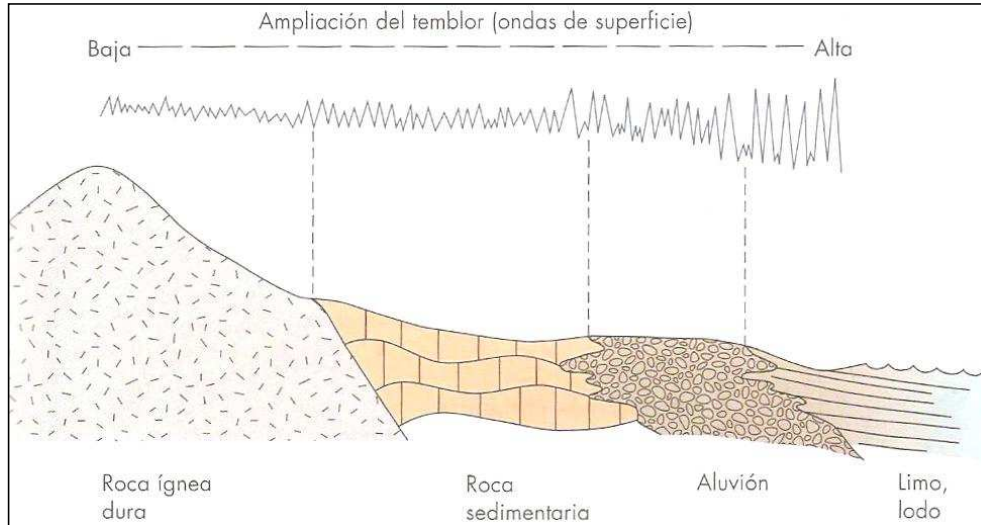
Para medir los sismos se utilizan, principalmente, dos escalas: *magnitud* e *intensidad*. La *magnitud* es una medida única y objetiva, que normalmente se relaciona con la escala de RICHTER (M_S). Actualmente para grandes sismos se utiliza la escala de magnitud de momento (M_W) que se calcula a partir del tamaño de la zona de ruptura y el desplazamiento medido para un sismo ocurrido, y da cuenta de la energía total liberada por el evento. La *intensidad* es una medida subjetiva del impacto de un sismo sobre la población, en términos de percepción humana del evento y sus efectos en la infraestructura. Este parámetro se mide en la escala de MERCALLI-CANCANI, denominada también como Modificada de Mercalli (M.M.).

Finalmente, debe destacarse el llamado "efecto sitio", que indica un condicionamiento de carácter local bajo el cual para un mismo terremoto y dependiendo del tipo de terreno donde uno se encuentra ubicado, las ondas sísmicas pueden amplificarse durante el desarrollo del terremoto (FIGURA B-6).

El principal efecto asociado a la ocurrencia de sismos son fuertes movimientos del terreno, que originan un peligro directo sobre las estructuras y sobre las personas, debido a las fuertes aceleraciones generadas por las ondas sísmicas. Sumado a lo anterior, la ocurrencia de estos fenómenos es generalmente sin previo aviso, por lo que la única manera de mitigar el riesgo es con campañas de educación y estrictas normas de construcción. Muchos de estos fenómenos son acompañados por asentamientos en las superficies, normalmente irregulares, dañando construcciones, infraestructura y cañerías. Esto implica en una alta vulnerabilidad estructural, económica y social. Particularmente con respecto a esta última se deben mencionar las potenciales pérdidas de vidas humanas y heridos por el derrumbe de estructuras, además de la vulnerabilidad a

enfermedades gastrointestinales y epidemias por el colapso de los sistemas sanitarios y de conectividad, entre los innumerable efectos adversos para la sociedad que provocan este tipo de fenómenos.

FIGURA B-6 Amplificación de la vibración generada por un terremoto



Fuente: Keller y Blodgett (2004).

Más allá de los efectos directos mencionados anteriormente, los sismos pueden también inducir la ocurrencia de otros fenómenos, como es el caso de procesos de remoción en masa (caídas de bloques y deslizamientos), maremotos y licuefacción.

Los deslizamientos y derrumbes se dan en diversos tipos de suelos y bajo variadas condiciones sismotectónicas, incluso se han detectado en sismos de grado $M_w = 4.0$. La cantidad y severidad de estos están en directa relación con la cercanía al epicentro y la magnitud del evento causante (Keeper (1984); Sepúlveda, et al. (2005); (2010)). Sea cual sea su origen, los deslizamientos y derrumbes están asociados principalmente a tres factores: las pendientes del terreno, la resistencia mecánica de los materiales involucrados y antecedentes de eventos anteriores (Centeno, et al. (1994); Sancho (1997)). Para más detalle acerca de estos procesos ver el Anexo B.2.2 "Procesos de Remoción en Masa".

Los maremotos o tsunamis corresponden a una ola o un grupo de olas de gran energía y tamaño que se producen cuando algún fenómeno extraordinario desplaza verticalmente una gran masa de agua y en aproximadamente un 90% de los casos, estos fenómenos son provocados por terremotos. La energía de un maremoto depende de su altura (amplitud de la onda) y de su velocidad, y estará asociada a la magnitud del evento que lo generó.

Otro proceso que se asocia comúnmente a la actividad sísmica es la licuefacción del terreno, que corresponde al fenómeno donde un material sólido saturado en agua se comporta como líquido a causa de la intensa vibración. Las ondas sísmicas hacen aumentar la presión de agua presente en el sedimento, de forma que los granos de arena o limo pierden el contacto entre ellos causando una pérdida de resistencia del sólido y permitiendo que el depósito pueda fluir. Bajo estas condiciones, el

suelo puede perder su capacidad de soporte de estructuras, producir deslizamientos (incluso en superficies con muy bajas pendientes) y formar volcanes de arena. Muchos de estos fenómenos son acompañados por asentamientos en las superficies, normalmente irregulares, dañando construcciones, infraestructura y cañerías.

Para la ocurrencia de licuefacción se requiere de tres factores (Martin & Lew, 1999):

Depósitos o suelos, granulares poco consolidados (suelos y no cementados) de tamaño fino a medio (limo a arena, aunque en algunos casos se ha presentado en arcillas y en gravas). Típicamente pueden ser rellenos artificiales, especialmente aquellos creados por relleno hidráulico (ej. puertos y tranques de relaves), depósitos eólicos (dunas), depósitos de playas o de cursos de agua lo suficientemente jóvenes para estar sueltos. Los suelos con partículas de diferentes tamaños son menos propensos a sufrir licuefacción, debido a que las partículas menores tienden a rellenar los espacios entre las mayores, reduciendo así la tendencia a densificación del suelo y evitando los efectos del aumento de presión de agua. También influye la forma de las partículas que conforman el suelo, siendo un depósito de partículas redondeadas más susceptible de sufrir licuefacción.

Saturación de los depósitos por aguas subterráneas, el agua debe rellenar los espacios entre los granos de limo o arena. Puede producirse en zonas donde el nivel de agua subterránea es somero como en desembocadura de cursos de agua, humedales, pantanos, vegas y zonas costeras.

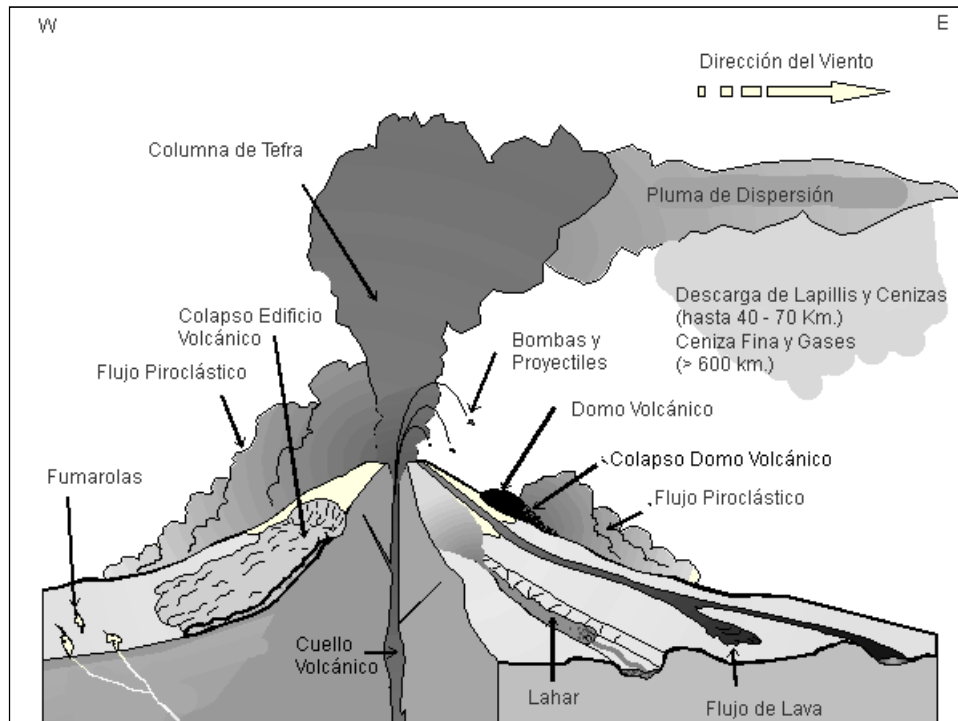
Fuertes movimientos sísmicos, durante los cuales las ondas sísmicas aumentan la presión del agua contenida en los depósitos. Cabe destacar, que todo Chile, en especial desde la península de Taitao al norte, tiene el potencial de ser afectado por grandes terremotos.

B.1.2 Volcanismo

El peligro volcánico deriva de los procesos asociados a la erupción de un volcán. En Chile el volcanismo activo se distribuye a lo largo de la Cordillera de los Andes, pero de forma discontinua. En la zona entre los 18° y 27°S y aquella al sur de los 33°S se ubica el volcanismo activo, mientras que entre los 27°-33°S está ausente. Los principales peligros asociados a una erupción volcánica se resumen en la FIGURA B-7 y en el CUADRO B-1.

La lluvia de ceniza y tefra se produce durante erupciones explosivas en las que una gran cantidad de material volcánico se inyecta en la atmósfera a gran altura, generando columnas de tefra, compuestas por piroclastos y gases. Estas columnas, ascienden velozmente alcanzando en pocos minutos alturas estratosféricas, siendo dispersadas por el viento y esparcidas las cenizas y piroclastos alrededor de una gran área. En caso de colapso de esta columna se producen flujos y oleadas piroclásticas que pueden alcanzar centenares de kilómetros, en función de la altura de la columna de tefra (energía potencial transformada en energía cinética) y la dirección del viento, generando grandes depósitos de ceniza y piroclastos incandescentes. Adicionalmente, es común que se produzca contaminación de aguas superficiales en todo el sector afectado por la caída de cenizas, así como también de los acuíferos en los alrededores del volcán por la inyección de aguas hidrotermales, además del envenenamiento por dispersión de gases tóxicos hacia la atmósfera.

FIGURA B-7 Peligros volcánicos asociados a la erupción de un volcán



Fuente: Myers y Brantley (1995).

Los flujos de lava se producen cuando material magmático se desplaza aguas abajo del centro de emisión. El alcance que tendrán estos flujos está determinado por la tasa de efusión (emisión del centro volcánico), la pendiente del terreno sobre el cual la lava escurre y la viscosidad de la lava. Además, en las cercanías del centro de emisión se producen comúnmente temblores de magnitud inferior a 6 en la escala de Richter (M_w), pero a poca profundidad (entre 1 y 20 km), los que están asociados a intensidades mayores a VI en las cercanías del epicentro. Estos sismos provienen de diversos procesos, tales como ascenso del magma y fracturamiento de la corteza, explosiones volcánicas y esfuerzos tectónicos compresivos y expansivos asociados al ciclo eruptivo (González-Ferrán, 1995).

Los procesos de remoción en masa asociados a una erupción volcánica se pueden clasificar en tres grandes grupos: lahares, colapso parcial o total del edificio volcánico y deslizamientos de laderas (González-Ferrán, 1995). Los lahares se producen por el brusco derretimiento de hielos y nieve durante una erupción volcánica. Corresponden a una mezcla de rocas fragmentadas preexistentes en las laderas de un volcán con materiales efusivos frescos y una gran cantidad de agua. Esta mezcla desciende aguas abajo a altas velocidades y de manera turbulenta, arrasando e incorporando a su flujo todo lo que encuentra en su trayecto (árboles, casas, etc.). Reportes históricos describen que las velocidades que alcanzan estos flujos van desde los 1,3 m/s hasta los 40 m/s, recorriendo decenas de kilómetros aguas abajo del valle, y en casos que la velocidad sea mayor a 150 Km/h pueden remontar barreras topográficas.

CUADRO B-1 Peligros asociados al volcanismo

Peligro	Factores de Peligro	Tipo de Daño	Alcance	Condicionantes
<i>Lluvia de Tefra y Proyectiles Balísticos</i>	<i>Proyección de Bombas y Escorias Incandescentes</i>	Daños por impacto, incendios.	Alrededores del volcán (<10 km)	Tamaño de proyectiles. Mayor tamaño, menor alcance; menor tamaño, mayor alcance
	<i>Caída de Piroclastos y Dispersión de Cenizas</i>	Recubrimiento de cenizas, colapso de estructuras, daños a la agricultura, daños a instalaciones industriales y viviendas, problemas de tráfico aéreo, falta de visibilidad, contaminación de aguas.	Centenares de kilómetros	Dirección del viento
	<i>Flujos y Oleadas Piroclásticas</i>	Daños a estructuras, incendios, recubrimiento por cenizas.	Decenas a centenares de kilómetros	Dirección del viento y hacia donde colapsa la columna de tefra
	<i>Gases</i>	Envenenamiento, contaminación aire y agua.	Decenas a centenares de kilómetros	Dirección del viento y hacia donde colapsa la columna de tefra
	<i>Inyección de Aerosoles a la Estratósfera</i>	Impacto en el clima, efecto a largo plazo y/o a distancia.		Dirección del viento
<i>Lavas y Edificio Volcánico</i>	<i>Lavas y Domos</i>	Daño a estructuras, incendios, recubrimiento por lavas.	Alrededores del volcán (<10 km)	
	<i>Deformación del Terreno</i>	Fallas, daños a estructuras.	Alrededores del volcán (<10 km), puede ser de cientos de kilómetros	
	<i>Terremotos y Temblores Volcánicos</i>	Colapso del edificio volcánico, remociones en masa, daños a estructuras.	Alrededores del volcán (<10 km), puede ser de cientos de kilómetros	Geomorfología
<i>Remociones en masa</i>	<i>Lahares</i>	Daños a estructuras, arrastres de materiales, recubrimiento por barros.	Decenas a centenares de kilómetros	Red de drenaje
	<i>Colapso Parcial o Total del Edificio volcánico</i>	Daños estructuras, recubrimiento por detritos, avalanchas, tsunami inducido.	Alrededores del volcán (<10 km), puede ser de cientos de kilómetros	Geomorfología y cuerpos de agua cercanos
	<i>Deslizamiento de Laderas</i>	Arrastre de materiales, recubrimiento por detritos, daños a estructuras.	Alrededores del volcán (<10 km), puede ser de cientos de kilómetros	Geomorfología y cuerpos de agua cercanos
<i>Otros</i>	<i>Ondas de Choque</i>	Rotura de cristales y paneles.	Decenas de kilómetros	Dirección del viento y geomorfología
	<i>Variaciones en el Sistema Geotérmico de Acuíferos</i>	Cambios de temperatura y calidad del agua.	Alrededores del volcán (<10 km), puede ser de cientos de kilómetros	Red de drenaje

Fuente: Elaboración propia a partir de González-Ferrán (1995), Myers y Brantley (1995) y Sruoga (2002).

El colapso, total o parcial, del edificio volcánico puede producirse como consecuencia de una gran cantidad de energía liberada durante la erupción. Este proceso puede provocar tsunamis si ocurre en la cercanía de lagos o embalses, ya que puede producir el desplazamiento de volúmenes importantes de agua en pocos minutos generando olas destructivas de gran energía. Finalmente, asociado a la sismicidad producida por la erupción, pueden generarse deslizamientos de terreno en la cercanía del centro eruptivo, lo que puede dar paso a flujos de barro y/o detritos aguas abajo.

El impacto en la población y sus actividades es muy alto en las cercanías de los centros volcánicos, ya que los procesos asociados a una erupción (caída de ceniza, flujos piroclásticos, contaminación de aguas superficiales), pueden generar grandes catástrofes en la vida diaria e infraestructura de las comunidades. Los efectos más directos para la población, aunque la erupción se encuentre a distancia, son:

1. Pérdida de tierras cultivables
2. Colapso de techos y obras civiles
3. Pérdidas de vidas humanas y forraje
4. Contaminación de aguas y problemas sanitarios derivados.

Se debe destacar que, la duración de una catástrofe por actividad volcánica puede ser considerable dado que un ciclo eruptivo puede extenderse por meses o años (por ejemplo, el ciclo eruptivo del volcán Chaitén), y pueden afectar grandes áreas de terreno, como por ejemplo la erupción del volcán Quizapú en el año 1932, cuya pluma de ceniza alcanzó la ciudad de Johannesburgo, Sudáfrica o la erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle en curso (noviembre 2011), cuya pluma de ceniza dio la vuelta al mundo.

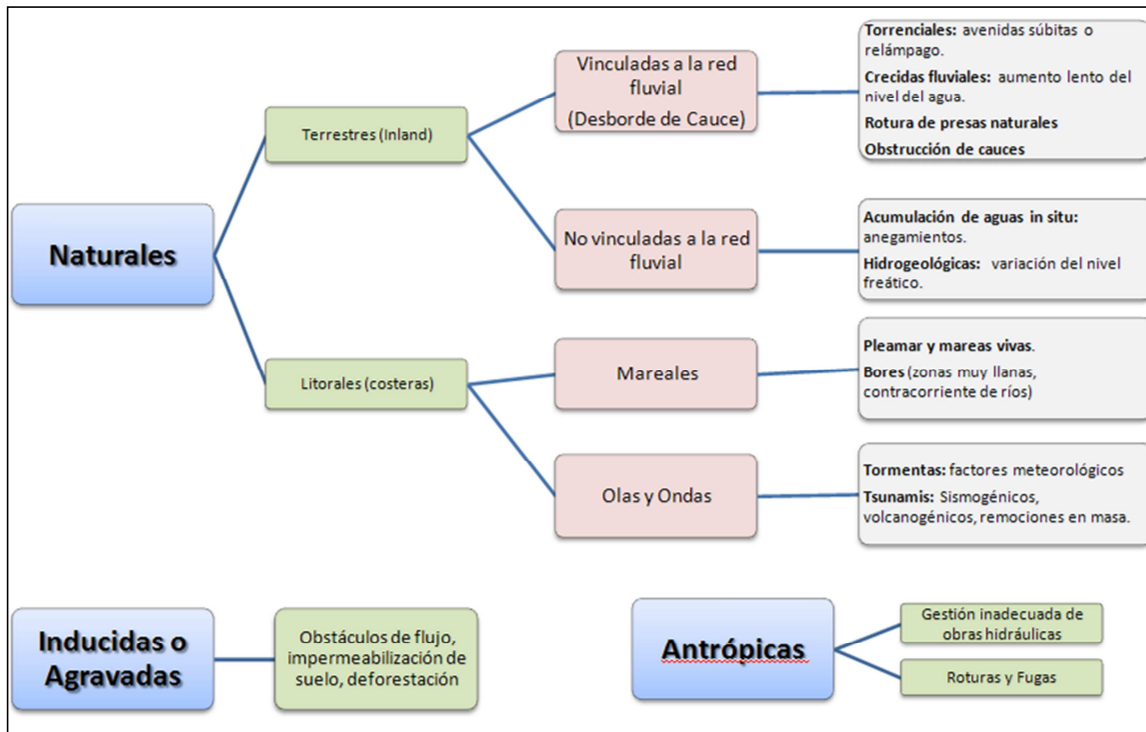
B.2 Procesos Exógenos o Externos de la Tierra

B.2.1 Inundaciones Terrestres y Litorales

Las inundaciones, sin considerar aquellas generadas por causas antrópicas, pueden ser de dos tipos (FIGURA B-8): (1) terrestres, en el sentido de “tierra adentro”, en las que aguas dulces anegan territorios al interior de los continentes, y (2) litorales o costeras, en las que aguas marinas o lacustres-palustres invaden los sectores limítrofes con el dominio terrestre. Los procesos de inundación pueden originarse por varios factores, tales como lluvias intensas durante temporales, pero también pueden originarse por colapso o desbordamiento de represas y canales, marejadas en zonas costeras, o como afloramiento de aguas subterráneas en zonas pantanosas.

Cabe notar que existe una estrecha relación entre los fenómenos pluviométricos estacionales y los fenómenos de avalanchas, rodados, aluviones o erosiones. Los últimos se ven acentuados por el aumento de la capacidad de arrastre de material, por inundación y por desborde de cauces, todos ellos asociados a la activación de quebradas por lluvias ocasionales y que ponen en riesgo a la población en los alrededores.

FIGURA B-8 Clasificación de los tipos de inundaciones



Fuente: Modificado de Díez-Herrero, et al. (2008).

A continuación se presenta una breve descripción de los distintos tipos de inundaciones.

B.2.1.1 Inundación por Desborde de Cauces

Como su nombre lo indica, estos tipos de fenómenos ocurren cuando ríos o esteros desbordan su cauce natural anegando las terrazas fluviales laterales o adyacentes, debido a la ocurrencia de caudales extremos. Estos fenómenos se producen generalmente debido a eventos de precipitaciones líquidas intensas y/o prolongadas en el tiempo. Los valores que pueden alcanzar los caudales, así como el tamaño del cauce, dependen también de otros factores como del área de la cuenca correspondiente, su forma, la diferencia de cota, la presencia de rocas o sedimentos permeables, etc.

Para este tipo de inundaciones, se pueden identificar dos tipos principales de cauces:

1. **Perennes:** ríos o esteros con cuencas que abarcan grandes áreas y que tienen sus cabeceras en zonas cordilleranas. Aunque no presenten necesariamente una escorrentía superficial continua, se consideran como perennes dado que la mayoría del flujo escurre en el acuífero ubicado bajo la superficie. Estos presentan cauces de gran extensión, bien definidos, con diferentes niveles de terrazas fluviales, y fácilmente identificables a partir del análisis estereoscópico de fotos aéreas. Las terrazas más altas generalmente están ocupadas por actividades agrícolas o asentamientos humanos.

2. Intermitentes: Esteros y quebradas de escurrimiento temporal como consecuencia directa de precipitaciones intensas. En general, algunas de estas quebradas pueden presentar amenaza por fenómenos de remociones en masa del tipo flujos de detritos, existiendo una estrecha relación entre estos fenómenos e inundaciones por escorrentía torrencial de gran velocidad. Como se explicará posteriormente, los flujos de detritos, al perder su carga sólida, van transformándose paulatinamente en inundaciones torrenciales. Normalmente no existen estaciones fluviométricas en estos cauces, por lo que la estimación de caudales máximos se debe hacer con modelos matemáticos y estadísticas de precipitaciones máximas de gran intensidad.

Los efectos en la población y sus actividades estarán dados por:

8. Tiempo de aviso: En general, las inundaciones por desborde de cauce tienen un tiempo de aviso suficiente, ya que los procesos de inundación son paulatinos y permiten evacuar a la población.
9. La intensidad y velocidad con que ocurre el fenómeno
10. Densidad de población: En caso de que la población se encuentre directamente en la zona de inundación y no sea evacuada oportunamente, pueden ocurrir muertes, heridos, enfermedades, daños estructurales, etc. Si la inundación no afecta directamente a la población, puede producir cortes de camino, daños a la infraestructura sanitaria (por ejemplo, destruir captaciones de agua para el consumo humano) con un costo económico en reparaciones y medidas de mitigación.

B.2.1.2 Inundación por Acumulación de Aguas Lluvias en Zonas Llanas, o Anegamiento

Este tipo de inundaciones se producen en zonas deprimidas, de baja permeabilidad, con niveles freáticos someros y deficiente drenaje del terreno, frecuentemente inundadas debido a lluvias intensas y/o prolongadas. Este tipo de inundaciones se asocia a la zona de desembocadura de algunas quebradas, las que son “embalsadas” por caminos y obstrucciones antrópicas. Estas barreras no permiten que el río escurra fácilmente hacia el mar, sino solo de forma subterránea, provocando el ascenso de los niveles freáticos y la formación de zonas pantanosas y humedales. Sólo en eventos de pluviosidades extremas, el caudal transportado por las quebradas tiene la suficiente fuerza para romper esta barrera, atravesándola y provocando inundaciones por desborde de cauces.

En las zonas urbanas consolidadas, las acumulaciones de aguas lluvia ocurren especialmente en cruces viales, donde la evacuación de las aguas lluvias es insuficiente, ya sea por el colapso de los sistemas de colección, acumulación de basuras que obstruyen los desagües, la no existencia de redes de evacuación y vialidad pavimentada, por la diferencia de nivel de las carpetas de rodado en las intersecciones de las calles existentes, o por diseñar las obras de mitigación para un período de retorno no adecuado.

B.2.1.3 Inundaciones Costeras asociadas a maremotos

Los tsunamis o maremotos corresponden a una ola o un grupo de olas de gran energía y tamaño que se producen cuando algún fenómeno extraordinario desplaza verticalmente una gran masa de agua. Se conocen tres orígenes posibles:

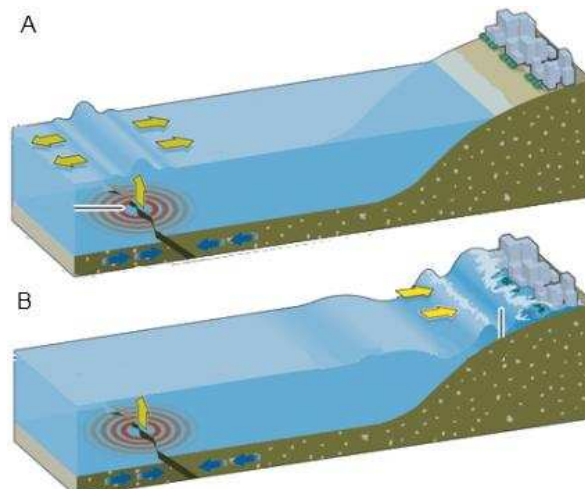
Maremotos generados producto de un sismo mayor: durante un terremoto se genera una rápida elevación o hundimiento del fondo marino, provocando un gran movimiento vertical de agua que es propagado en forma de olas que se alejan radialmente desde la zona de ruptura, movimiento que puede considerarse lineal (FIGURA B-9). A diferencia de las olas generadas por el viento, en las cuales las partículas tienen un movimiento circular ondulante, las olas generadas por un maremoto fluyen en línea recta hacia adelante (FIGURA B-10).

Se pueden definir dos tipos de maremotos: (1) los de “origen cercano”, donde la población siente el terremoto que generará el maremoto, y (2) los de “origen lejano”, donde la población no es alertada por un movimiento sísmico previo al arribo del maremoto. Se debe recalcar que, aun cuando los maremotos están generalmente relacionados a sismos de magnitud mayor a 8.0° con un epicentro bajo la superficie marina ésta no es la única forma de generación de este tipo de fenómenos.

Maremotos generados por erupción volcánica submarina: Se producen por erupciones volcánicas submarinas, las que generan un pulso de agua vertical que es disipado en forma de olas (FIGURA B-11). Cómo la generación es puntual, la energía liberada es menor a la generada por sismos.

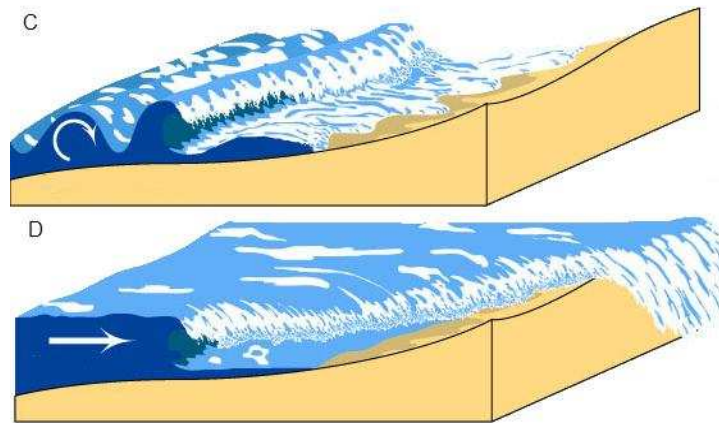
Maremotos generados por deslizamientos: Corresponden a deslizamientos submarinos o superficiales, que generan perturbaciones en el nivel del mar o en lagos (FIGURA B-12). Ejemplos de este tipo se han registrado en el fiordo de Aysén asociado al ciclo sísmico desarrollado durante abril de 2007 (Sepúlveda & Serey, 2009).

FIGURA B-9 Mecanismo de formación de un maremoto asociado a un terremoto cuyo epicentro es submarino. A. Sismo genera un pulso vertical que mueve las aguas superficiales. B. Corresponde al momento en que arriba la onda a las costas



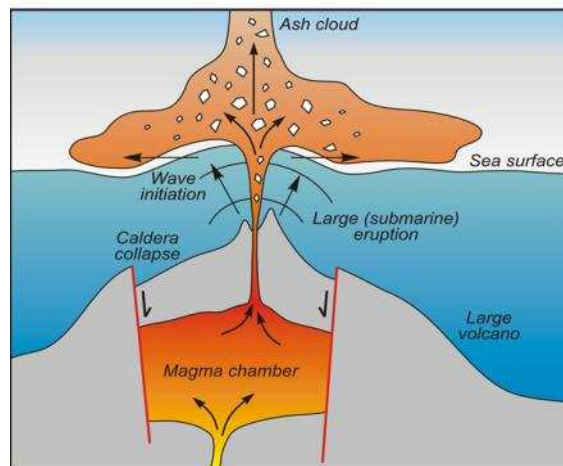
Fuente: Modificado de Keller y Blodgett, (2004)

FIGURA B-10 Comparación entre olas generadas por el viento y el frente de olas de un maremoto



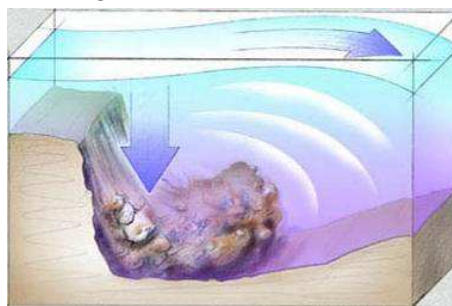
Fuente: Modificado de Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, en <http://www.ess.washington.edu/tsunami/images/tsulg.jpg>

FIGURA B-11 Mecanismo de generación de maremotos por erupciones volcánicas submarinas



Fuente: Tomado de Natural Resources of Canadá, de http://atlas.nrcan.gc.ca/auth/english/maps/environment/naturalhazards/tsunami/fig4_tsunami_volcano_eruption.jpg

FIGURA B-12 Mecanismo de generación de maremotos asociado a deslizamientos



Fuente: Tomado de Universidad de Santa Cruz, California. <http://scicom.ucsc.edu/scinotes/9901/kill/images/slidefinal.jpg>

La propagación del frente de ondas del maremoto se produce superficial y concéntricamente, similar al efecto en la superficie de un estanque de agua al lanzar una piedra. En aguas abiertas, la altura de la ola es casi imperceptible (menores a un metro) y se desplaza a velocidades que llegan a los 800 km/h, pero esta velocidad disminuye a menos de 60 km/h al acercarse las olas al continente transformando así la energía cinética (velocidad) en energía potencial (altura de ola). La altura máxima de la ola (medido sobre el nivel medio del mar) y su penetración en el continente estará condicionada por la distancia al epicentro del terremoto, así como también por la morfología, pendiente y profundidad del fondo marino, pudiendo alcanzar hasta 30 metros de elevación sobre el nivel del mar en el continente.

Aún cuando la mayoría de los maremotos son generados por sismos, su impacto e intensidad están determinados en primer lugar por la topografía submarina del sitio donde se produce el sismo (por ejemplo, profundidad y consistencia del suelo marino). De esta forma, según los estudios científicos, se sabe que ante un temblor de epicentro poco profundo y cuya intensidad sea inferior a los 6.4 grados en la escala de Richter, existen pocas probabilidades de que se genere un maremoto. Aquellos con magnitudes superiores a los 7.5 grados son los principales causantes de maremotos de alto riesgo.

Dadas estas características, es preciso señalar que los maremotos son muy frecuentes en el Océano Pacífico, pues el margen de su cuenca oceánica se distribuyen alberga en conjunto una de las zonas con mayor actividad sísmica en el planeta: el Cinturón de Fuego del Pacífico. Basta decir que por ejemplo, entre los años de 1900 y 1986, fueron registrados en esta cuenca 247 maremotos de los cuales 29% incidieron en las costas japonesas.

Se han definido diversas escalas para medir la magnitud e intensidad de los maremotos. Una de las más conocidas es la escala Inamura (1942, 1949) que en función de la altura de las olas y los daños que estas producen en la costa clasifica el impacto y la intensidad de estos fenómenos, de manera similar a la medición de la Escala de Mercalli de los eventos sísmicos (CUADRO N° 8-1).

CUADRO N° 8-1: Escala de grados de maremotos según Inamura (1942, 1949)

Grado de maremotos m	Altura de la ola H (en metros)	Descripción de los daños
0	1-2	No produce daños.
1	2-5	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5-10	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10-20	Daños extendidos a lo largo de 400km de la costa.
4	>30	Daños extendidos sobre más de 500km a lo largo de la línea costera.

Posteriormente, lida (1963) relacionó la energía liberada por un terremoto con la energía del maremoto asociado, estimando el desplazamiento vertical de agua de este último (CUADRO N° 8-2). Esta metodología en, en términos generales, análoga a la escala de Richter (que mide la magnitud del sismo) con la energía del maremoto. Por último, Wiegel (1970) combinó las escalas de Inamura e lida con lo cual logró identificar y diferenciar con mayor claridad la magnitud de un maremoto (CUADRO N° 8-3).

CUADRO N° 8-2: Escala de grados de maremoto según lida (1963)

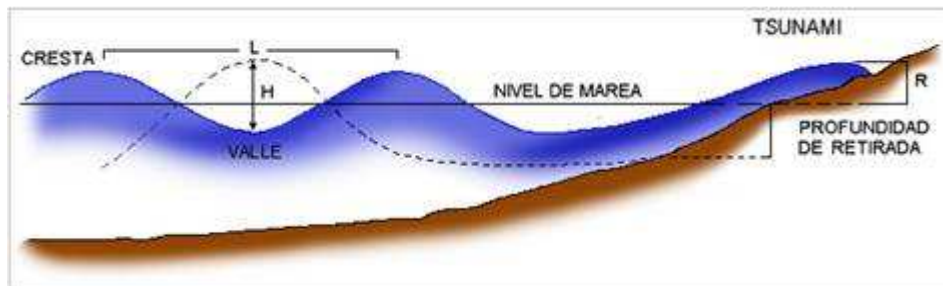
Grado de maremoto m	Energía (Erg) x 10 ²³	Máxima altura de inundación R (metros)
5.0	25.6	> 32
4.5	12.8	24 - 32
4.0	6.4	16 - 24
3.5	3.2	12 - 16
3.0	1.6	8 - 12
2.5	0.8	6 - 8
2.0	0.4	4 - 6
1.5	0.2	3 - 4
1.0	0.1	2 - 3
0.5	0.05	1.5 - 2
0.0	0.025	1 - 1.5
-0.5	0.0125	0.75 - 1
-1.0	0.006	0.50 - 0.75
-1.5	0.003	0.30 - 0.50
-2.0	0.0015	< 0.30

CUADRO N° 8-3 Escala de grados de maremoto según Inamura e lida; transcrita por Wiegel (1970)

Grado maremoto m	Altura de la ola H (metros)	Altura máxima de inundación R (metros)	Descripción de los daños.
0	1 - 2	1 - 1.15	No produce daños.
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 - 10	4 - 6	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400km de la costa.
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500km a lo largo de la línea costera.

Los parámetros considerados por Wiegel (1970) son los siguientes (FIGURA B-13): la altura de la ola (H) como la diferencia de nivel entre la cresta y el valle; altura máxima de inundación (R), corresponde al lugar de la costa donde los efectos del maremoto son mayores.

FIGURA B-13 Elementos básicos considerados en la escala de Magnitud Inamura-lida definida por Wiegel



En resumen, los efectos de un maremoto a lo largo de una línea costera dependerán de la magnitud del sismo o manifestación que lo origina, la topografía del suelo marino a lo largo y ancho de la zona de propagación del maremoto (existencia de arrecifes, malecones, etc.), la distancia de la costa al epicentro, y la orientación y forma de la bahía afectada respecto al epicentro. Existen relaciones directas entre la magnitud del sismo y del maremoto: a mayor magnitud del sismo, mayor el tamaño

de la ola. Sin embargo, de acuerdo a la morfología de la costa, la extensión de la inundación puede crecer o verse disminuida, variar en los tiempos de llegada a puerto, o simplemente perder energía y afectar a la costa con menor intensidad.

El daño en el continente será proporcional a población que habita y a la infraestructura presente en la zona afectada, y puede verse amplificado en aquellas zonas de la costa que actúan como concentradoras de la energía de maremotos, esto es, aquellos sectores con líneas de costa que presenten cañones submarinos como la desembocadura de los grandes ríos hacia el mar y en bahías.

- 1) Tiempo de Aviso: Lamentablemente, el daño a la infraestructura es inevitable, pero puede salvarse una cantidad considerable de vidas si de alerta adecuadamente a la población.
 - a. Maremoto de origen cercano: es de aproximadamente 15 minutos a una hora si el sismo fue percibido por la población, la que debe dirigirse hacia los sectores altos inmediatamente después de ocurrido el terremoto.
 - b. Maremoto de origen lejano: el tiempo de aviso puede ser nulo si no se activa una alerta de maremoto de origen lejano, como el ejemplo presentado de la Península de Kamchatcka o los eventos ocurridos en el océano Índico durante el 2004.
- 2) La distancia al origen del maremoto, así como la morfología, pendiente y profundidad del fondo marino. En este sentido, científicos japoneses han determinado que a menor pendiente de la ola (relación entre altura y longitud de onda), mayor será la altura máxima de inundación. Por ello, una costa que presente una plataforma continental escalonada (como si fuera una gran escalera), reduce la energía cinética del maremoto y con ello sus potenciales riesgos; mientras que una línea costera con una plataforma continental de pendiente suave permite que la energía del maremoto sea recibida en su totalidad.
- 3) El daño será proporcional a la población y la infraestructura presente en la zona afectada y puede verse amplificado en aquellas zonas de la costa que actúan como concentradoras de la energía de maremotos, esto es, aquellos sectores con líneas de costa que presenten cañones submarinos, como la desembocadura de los grandes ríos hacia el mar y en bahías.

El grado de daño producido por una inundación, dependerá de varios factores:

11. Tiempo de aviso: Los sistemas de emergencia y aviso a la población disminuyen considerablemente la vulnerabilidad social. Por lo demás, en general los procesos de inundación son paulatinos y permiten evacuar a la población.
12. La intensidad y velocidad con que ocurre el fenómeno
13. Densidad de población: En caso de que la población se encuentre directamente en la zona de inundación, pueden ocurrir muertes, heridos, enfermedades, daños estructurales, etc. Si la inundación no afecta directamente a la población, puede producir cortes de camino, daños a la infraestructura sanitaria (por ejemplo, destruir captaciones de agua para el consumo humano) o un costo económico en reparaciones y medidas de mitigación.

B.2.2 Procesos de Remoción en Masa

El término “remoción en masa” incluye una amplia variedad de procesos que generan el movimiento aguas abajo de los materiales que constituyen las laderas, incluyendo roca, suelo, relleno artificial o una combinación de las anteriores (FIGURA B-14). El movimiento de estos materiales puede ser por caída, volcamiento, deslizamiento, propagación lateral o flujo (PMA-GCA, 2007).

B.2.2.1 Desprendimientos o Caída de Rocas

Los desprendimientos o caída de rocas son remociones en masa en las cuales bloques de rocas o suelo se desprenden a partir de laderas de altas pendientes, como cornisas o acantilados rocosos, para luego desplazarse en caída libre, al menos en parte de su trayectoria (Hauser, 2000). Normalmente, las superficies de rotura corresponden a planos de estratificación, cuya inclinación es superior a su ángulo de fricción interna, con proyección libre a la cara del talud. Entre las zonas susceptibles a sufrir desprendimientos o caídas de rocas destacan los flancos de quebradas profundas, labradas en secuencias estratificadas con niveles más duros hacia el techo, expuestas a erosión fluvial, o acantilados costeros expuestos a erosión marina.

La gravedad es el principal motor del peligro de caída de rocas. Como éste es un proceso gravitacional depende de leyes de fricción y es, por consiguiente, caótico. Dentro de los factores desencadenantes destacan los grandes sismos que pueden generar numerosos desprendimientos a partir de laderas con fuerte inclinación y con condiciones geológicas y estructurales favorables.

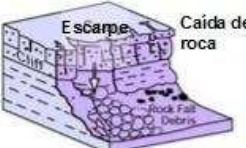
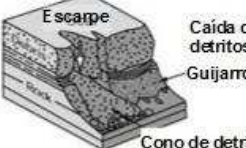


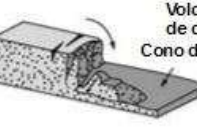
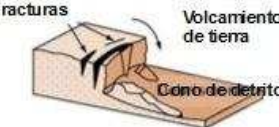


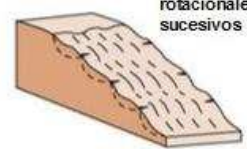


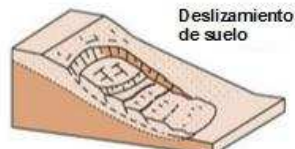

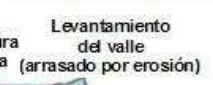
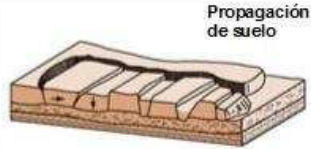
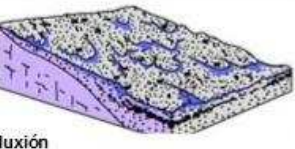
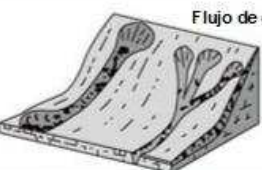
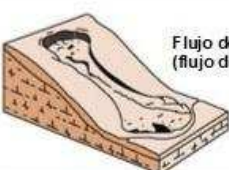


La caída de bloques o desprendimientos, puede producir una serie de efectos en personas, desde contusiones menores hasta la muerte, dependiendo del tamaño del bloque y la fuerza con que éste cae. En el caso de estructuras, por lo general los daños son casi nulos, pero puede producirse la rotura de vidrios o daños a muros en función del tamaño del bloque y la distancia recorrida por éste. Además, al caer un bloque en el camino puede producirse un accidente debido a maniobras de conducción para evitarlo.

En general, este peligro presenta una vulnerabilidad social, económica y estructural menor que otros peligros geológicos. Además, afecta a escala local, pero tiene una mayor incidencia debido a que su recurrencia es alta. En este peligro, el tiempo de aviso es mínimo, pero se puede mitigar indicando que la zona es susceptible a ser afectada por caída de bloques.

B.2.2.2 Deslizamientos

Los deslizamientos son remociones en masa en las cuales las masas de suelo o roca se deslizan principalmente a lo largo de superficies de ruptura, al superarse la resistencia al corte, generando el movimiento del material en su conjunto (Hauser, 2000). Los volúmenes incluidos en estas remociones varían desde algunas decenas hasta varios millones de metros cúbicos y pueden adquirir magnitud catastrófica.

FIGURA B-14 Clasificación de tipos de remoción en masa en relación al movimiento que lo origina y el material constituyente de la ladera

Material		ROCA	DETRITO	SUELO
Tipo de movimiento				
CAIDA				
	VOLCAMIENTO			
DESPLAZAMIENTO	Rotacional			
	Traslacional (plamar)			
PROPAGACION				
FLUJO				
COMPLEJO				

Fuente: Clasificación utilizada por el British Geological Service, modificada de (Varnes, 1978) y (Cruden & Varnes, 1996).
 Disponible en: http://www.bgs.ac.uk/landslides/how_does_BGS_classify_landslides.html

Estos fenómenos pueden ocurrir de varias formas dependiendo de las propiedades del material y las características geológicas y geomorfológicas del entorno, siendo principalmente divididos en rotacionales y traslacionales (FIGURA B-15). Esto implica que las superficies de ruptura son ya sea curvas y cóncavas o a lo largo de un plano o superficie ondulada, respectivamente.

Estos fenómenos incluyen los deslizamientos que ocurren durante el retroceso de terrazas fluviales producto de la erosión fluvial o el retroceso de acantilados costeros por erosión marina basal, en especial al desarrollo de terrazas de abrasión. Este proceso es causado por la fuerza de las olas, las que cavan cavernas y desestabilizan el bloque superior, provocando que éste caiga por su propio peso (FIGURA B-16). Ello produce además que el acantilado costero se encuentre en constante retroceso, lo que permite definir como zona de alta susceptibilidad todas las áreas cercanas al acantilado costero. Los mismos procesos de erosión ocurren en valles con erosión fluvial activa.

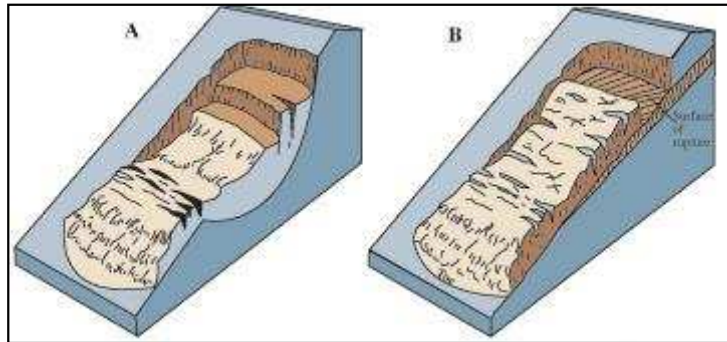
Los factores condicionantes de un deslizamiento corresponden principalmente a: los factores intrínsecos del suelo y la roca, las características geológicas (litología, estructuras, grado de alteración y meteorización, etc.), los factores geomorfológicos (pendiente, aspecto, curvatura, elevación, entre otros), la cantidad y tipo de vegetación y el grado de humedad y posición del agua subterránea.

Por otro lado, estos fenómenos pueden ser generados por factores externos, denominados factores desencadenantes o gatillantes, tales como eventos hidrometeorológicos, sísmicos y actividad antrópica (excavaciones para caminos, canales, terraplenes, etc.).

Los daños en el medio antrópico producto de un deslizamiento que afecta a un área determinada, estarán dados por el volumen de material desplazado durante el proceso y la velocidad con la que se produce el deslizamiento. El grado en que un deslizamiento afecta a la población depende de:

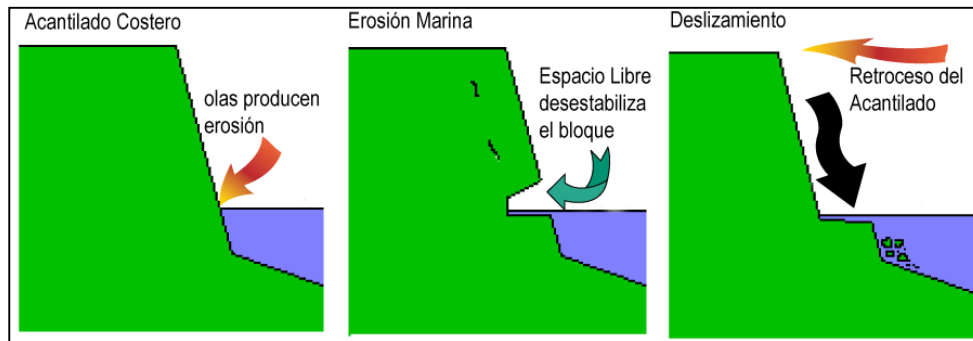
1. Distancia al origen del fenómeno: Por lo general, los deslizamientos son procesos que afectan un área limitada (radios menores a 1 km., incluso menores a 500 m). Hay que considerar que este punto depende directamente del tamaño de volumen desplazado.
2. La intensidad y velocidad con que ocurre el fenómeno: En general, dado que estos procesos son de alta velocidad los daños potenciales son altos.
3. Densidad de población: A mayor densidad de población y área expuesta susceptible de ser afectada, mayores serán los daños esperados. Si la población se encuentra directamente en el área de alcance de un deslizamiento, la vulnerabilidad, estructural y económica es muy alta ya que la pérdida de vidas, viviendas y productividad son efectos típicos de este peligro geológico. Por otro lado, si un deslizamiento afecta a caminos, acueductos o líneas eléctricas puede producir aislamiento, enfermedades gastrointestinales y pérdidas económicas en general para la población.
4. Tiempo de aviso: Sin estudios de detalle no hay forma de predecir este tipo de procesos. Si se realizan estudios específicos, es posible conocer el o los factores gatillantes de las remociones en masa en un área determinada. Si estos factores gatillantes pueden ser monitoreados, es posible generar sistemas de alerta. Por ejemplo, si el factor gatillante son las precipitaciones sobre un cierto nivel umbral de intensidad, es posible generar sistemas de alerta que se activen cuando se sobrepasa dicho umbral.

FIGURA B-15 Ejemplos de deslizamientos. A. Deslizamiento Rotacional, B. Deslizamiento traslacional



Fuente: Modificado de Landslide Types and Process, USGS. Fact Sheet 2004-3072. Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/images/fig3grouping-2LG.jpg>

FIGURA B-16 Ejemplo de erosión por retroceso de terrazas, aplicado al desarrollo de planicies de abrasión



Fuente: Elaboración propia.

B.2.2.3 Flujos de Detritos y Barro

Los flujos de detritos, referidos comúnmente como 'aluviones', son remociones en masa que ocurren cuando una masa de sedimentos con mala clasificación, agitados y saturados con agua, se movilizan pendiente abajo como flujos viscosos de sedimentos concentrados (Antinao, et al., 2002). Los flujos de detritos usualmente son descritos como fluidos no-newtonianos o plásticos de Bingham, donde la fracción sólida varía generalmente entre 50 a 90% en volumen (Costa, 1984). En los casos en que la granulometría del material transportado sea predominantemente fina estos flujos se conocen como flujos de barro.

Las partículas sueltas que cubren pendientes desnudas y otros depósitos detríticos no consolidados, disponibles dentro de la cuenca de recepción, son transportadas hacia el cauce principal donde continúa su movimiento. Se remueven así depósitos de gravas y arenas sueltas del lecho, hasta alcanzar el área de depositación, que corresponde al sitio de salida de dichas quebradas a zonas más llanas donde se forman abanicos aluviales. Con la disminución de la pendiente, a medida que aumenta la distancia desde su fuente, los flujos van perdiendo su carga sólida de mayor granulometría, por lo que van pasando paulatinamente a flujos de barro y finalmente a inundaciones o flujos hiperconcentrados donde la fracción sólida varía generalmente entre 1 a 25% en volumen (Pierson & Scott, 1985).

Para la ocurrencia de flujos de detritos es necesario que exista una cuenca donde se colecten los aportes de lluvia y una zona de acumulación de material donde los detritos se acopien para ser posteriormente transportados en el caso de que se cumpla alguna condición desencadenante.

En Chile, el factor desencadenante más común de flujos de detritos son las lluvias esporádicas, de corta duración y de intensidad excepcional. Por otro lado, en nuestro país existen muy pocos estudios que relacionen las intensidades de precipitaciones y este tipo de fenómenos, debido, principalmente, a los escasos registros de intensidad de precipitaciones y de flujos de detritos históricos. Sólo durante las últimas décadas se han instalados pluviógrafos que miden la intensidad instantánea u horaria de precipitaciones (mm por hora). Sólo se disponen de registros más sostenidos en el tiempo de precipitaciones diarias (mm en 24 horas). Esto dificulta los análisis de relación a estas variables ya que a veces basta una lluvia “corta” pero extremadamente intensa para generar un flujo de detritos.

Los flujos o “aluviones” del 18 de Junio de 1991 en Antofagasta y del 3 de Mayo de 1993 en la Quebrada de Macul en Santiago Oriente son ejemplos de eventos que han suscitado el interés nacional tanto por el alto grado de daños materiales como el costo de vidas humanas. Estos eventos han sido, por otra parte, un aporte para el conocimiento de los umbrales de intensidad de precipitaciones mínimas para la generación de flujos de detritos en Chile. En el caso de Antofagasta, en una de las zonas más secas del país, se estimaron precipitaciones mínimas de 30 mm en 24 horas para la generación de flujos de detritos (Hauser, 1997). En el caso de Santiago Oriente, se contó con datos pluviográficos más precisos, donde se registraron casi 10 mm en una sola hora (Naranjo & Varela, 1996). Anteriormente, para la Región Metropolitana se estimó un mínimo de 60 mm en 24 horas para la generación de flujos de detritos (Hauser, 1985).

Si bien los casos anteriores se encuentran fuera del área de estudio, cabe destacar que corresponden a los pocos eventos donde se ha relacionado cuantitativamente la ocurrencia de estos fenómenos y la intensidad de precipitaciones. Sin embargo, estos constituyen datos valiosos en cuanto a los umbrales de intensidad de precipitaciones en las que se podrían generar flujos de características catastróficas.

El grado de daño producido por un flujo dependerá de varios factores:

5. Tiempo de aviso: Los sistemas de emergencia y alerta a la población disminuyen considerablemente la vulnerabilidad social. Si se tienen mediciones continuas de la intensidad de precipitación, será posible alertar a la población de que existe la posibilidad de que se genere un flujo, entregando quizás minutos valiosos que podrían salvar vidas.
6. Distancia al origen del fenómeno: Mientras más alejado sea el origen, y si se cuenta con sistemas de emergencia y alerta a la población, se puede disminuir la vulnerabilidad social.
7. La intensidad y velocidad con que ocurre el fenómeno (tamaño del flujo): Un flujo de mayor tamaño y rápido tiene mayor capacidad de afectar a una población que uno más pequeño y lento.
8. Densidad de población en la zona susceptible a ser afectada: En caso de que la población se encuentre directamente en el cauce del flujo, los daños pueden ser catastróficos, ya que

pueden producirse muertes, heridos, enfermedades, daños estructurales mayores, etc., tal como ocurrió en los casos de Antofagasta (1991) y Quebrada de Macul (1993). Si el cauce no afecta directamente a la población, pueden producirse cortes de caminos y daños a la infraestructura sanitaria (por ejemplo, destrucción de captaciones de agua para el consumo humano), lo que se traduce en un costo económico en reparaciones y medidas de mitigación.

Este peligro geológico será tratado en conjunto con el peligro de inundación por desborde de cauce, ya que estos dos fenómenos comparten una serie de características comunes que permiten estudiarlos como un mismo proceso.