



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS DE PELIGRO VOLCÁNICO POR CAÍDA DE TEFRA EN LOS VOLCANES CALLAQUI, TOLHUACA, LONQUIMAY, LLAIMA, VILLARRICA Y MOCHO- CHOSHUENCO, CHILE



Memoria para optar al Título de Geólogo

Diego Ignacio Arias Vásquez

Profesor Patrocinante
Profesores Comisión

: Dr. José Luis Palma Lizana
: Dra. María Verónica Pineda Mascayano
Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Concepción, 2020

A mi familia.



ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del proyecto	1
1.2. Objetivos	4
1.2. 1. Objetivo General	4
1.2. 2. Objetivos Específicos	4
1.3. Ubicación y Accesos	5
1.4. Metodología general del trabajo	7
1.5. Agradecimientos	9
2. MARCO GEOLÓGICO Y VOLCANOLÓGICO	11
2.1. Volcán Callaqui	11
2.1. 1. Rocas del basamento e intrusivas	11
2.1. 2. Rocas y depósitos volcánicos	11
2.1. 3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica	15
2.1.3.1. Actividad prehistórica	15
2.1.3.2. Actividad histórica	15
2.2. Volcán Tolhuaca	16
2.2. 1. Rocas del basamento e intrusivas	16
2.2. 2. Rocas y depósitos volcánicos	17
2.2. 3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica	18
2.2.3.1. Actividad prehistórica	18
2.2.3.2. Actividad histórica	19
2.3. Volcán Lonquimay	19
2.3. 1. Rocas del basamento e intrusivas	20
2.3. 2. Rocas y depósitos volcánicos	20
2.3. 3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica	23
2.3.3.1. Actividad prehistórica	23
2.3.3.2. Actividad histórica	23
2.4. Volcán Llaima	25
2.4. 1. Rocas del basamento e intrusivas	25
2.4. 2. Rocas y depósitos volcánicos	25
2.4. 3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica	29
2.4.3.1. Actividad prehistórica	29
2.4.3.2. Actividad histórica	30
2.5. Volcán Villarrica	34
2.5. 1. Rocas del basamento e intrusivas	35
2.5. 2. Rocas y depósitos volcánicos	36
2.5. 3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica	39

2.5.3.1. Actividad prehistórica	39
2.5.3.2. Actividad histórica	40
2.6. Volcán Mocho-Choshuenco	44
2.6. 1. Rocas del basamento e intrusivas	45
2.6. 2. Rocas y depósitos volcánicos	45
2.6. 3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica	49
2.6.3.1. Actividad prehistórica	49
2.6.3.2. Actividad histórica	53
3. ANÁLISIS DEL PELIGRO VOLCÁNICO	55
3.1. Generalidades	55
3.2. Estructura y definición del análisis de peligro volcánico	56
3.2. 1. Definición del problema (preguntas o escenarios)	56
3.2. 2. Objetivos y utilización	57
3.2. 3. Peligros (fenómenos) a considerar	58
3.2. 4. Escenarios eruptivos y escala de tiempo	58
3.2. 5. Escala y resolución espacial	59
3.2. 6. Elementos vulnerables	59
3.2. 7. Metodología	60
3.2. 8. Formato de los resultados	61
3.2. 9. Limitaciones e incertidumbres	62
3.2.10. Indicaciones y ejemplos para la utilización de resultados	62
4. ANÁLISIS DE PELIGRO POR CAÍDA DE TEFRA	64
4.1. Origen, transporte y caracterización de los depósitos de tefra.	64
4.2. Modelo <i>TephraProb</i>	67
4.2. 1. Generalidades	67
4.2. 2. Algoritmo <i>Tephra2</i>	68
4.2. 3. Parámetros de entrada (<i>input</i>)	74
4.3. Escenarios de emisión de tefra	77
4.3. 1. Volcán Callaqui	77
4.3. 2. Volcán Tolhuaca	80
4.3. 3. Volcán Lonquimay	82
4.3. 4. Volcán Llaima	84
4.3. 5. Volcán Villarrica	86
4.3. 6. Volcán Mocho-Choshuenco	87
4.4. Parámetros del modelado y resultados	91
4.4. 1. Volcán Callaqui	94
4.4. 2. Volcán Tolhuaca	99
4.4. 3. Volcán Lonquimay	104
4.4. 4. Volcán Llaima	108
4.4. 5. Volcán Villarrica	113
4.4. 6. Volcán Mocho-Choshuenco	118
5. ANÁLISIS DE PELIGRO POR PBVs	123

5.1. Origen, transporte y caracterización	123
5.2. Modelo comparativo	127
5.3. Escenarios y resultados	129
5.3. 1. Volcanes: Callaqui y Tolhuaca	129
5.3. 2. Volcanes: Lonquimay, Llaima y Villarrica	132
5.3. 3. Volcán Mocho-Choshuenco	137
6. INTEGRACIÓN DE PELIGROS VOLCÁNICOS	140
6.1. Introducción	140
6.2. Metodología de integración	140
6.3. Integración de peligros por CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs	142
6.3. 1. Volcán Callaqui	143
6.3. 2. Volcán Tolhuaca	144
6.3. 3. Volcán Lonquimay	145
6.3. 4. Volcán Llaima	146
6.3. 5. Volcán Villarrica	147
6.3. 6. Volcán Mocho-Choshuenco	148
6.4. Traslape de zonas y categorización del peligro volcánico por CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs	149
6.5. Mapas de peligro integrado	151
7. DISCUSIÓN	158
7.1. Modelo de dispersión de tefra	158
7.1. 1. Isolíneas probabilísticas	158
7.1. 2. Dispersión al Oeste	159
7.1. 3. Impacto	161
7.2. Proyectiles balísticos volcánicos y modelamiento numérico	163
7.3. Integración de peligros	163
7.3. 1. Matrices de peligro	163
7.3. 2. Mapas de peligro integrado y comparación entre volcanes	164
7.4. Comparación de mapas de peligro integrados v/s mapas de peligros actuales de SERNAGEOMIN	166
8. CONCLUSIONES	170
8.1. Modelo de dispersión de tefra	170
8.1. Modelación numérica: <i>TephraProb</i>	170
8.3. PBVs y método comparativo	171
8.4. Zonificación e integración de curvas probabilísticas para tefra	171
8.5. Integración de peligros: puntajes y distribución	172
8.6. Mapas de peligro integrado	172

8.7. Metodología integrativa y propuesta a futuro	173
9. REFERENCIAS	174

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio	6
2. 1. Mapa geológico del volcán Callaqui	13
2. 2. Mapa geológico simplificado del Volcán Tolhuaca	18
2. 3. Mapa geológico del Complejo Volcánico Lonquimay	22
2. 4. Mapa geológico del volcán Llaima	26
2. 5. Mapa geológico simplificado del volcán Villarrica	38
2. 6. Mapa geológico simplificado del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco	49
4. 1. Esquema general de una columna eruptiva y sus parámetros físicos	64
4. 2. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Callaqui IEV ~3-4	95
4. 3. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Callaqui IEV ~2	96
4. 4. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para vn. Callaqui	97
4. 5. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el volcán Callaqui	98
4. 6. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Tolhuaca IEV ~3-4	100
4. 7. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Tolhuaca IEV ~2	101
4. 8. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona de los volcanes Tolhuaca y Lonquimay	102
4. 9. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el vn. Tolhuaca	103
4. 10. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Lonquimay IEV ~3-4	105
4. 11. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Lonquimay IEV ~2	106
4. 12. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el vn. Lonquimay	107
4. 13. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Llaima IEV ~3-4	109
4. 14. Mapa probabilístico de caída de tefra para el vn. Llaima IEV ~2	110
4. 15. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona del vn. Llaima	111
4. 16. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos descritos para el vn. Llaima	112
4. 17. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Villarrica IEV ~3-4	114
4. 18. Mapa probabilístico de caída de tefra para el vn. Villarrica IEV ~2	115
4. 19. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona del vn. Villarrica	116

4.	20.	Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el vn. Villarrica	117
4.	21.	Mapa probabilístico de caída de tefra para el CVMC, IEV ~3-4	119
4.	22.	Mapa probabilístico de caída de tefra para el CVMC, IEV ~2	120
4.	23.	Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona del CVMC	121
4.	24.	Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descrito para el CVMC	122
5.	1.	Columna eruptiva y proyectiles balísticos	123
5.	2.	Proyectiles balísticos volcánicos (PBV) en explosiones con diversos estilos eruptivos (EULA-CHILE, 2018)	125
5.	3.	Proyectil balístico volcánico emitido durante la erupción de 1990 por el vn. Lascar	127
5.	4.	Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Callaqui	131
5.	5.	Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Tolhuaca	132
5.	6.	Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Lonquimay	135
5.	7.	Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Llaima	136
5.	8.	Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Villarrica	136
5.	9.	Mapa de peligro para caída de PBV, CVMC	139
6.	1.	Matriz de peligro para el volcán Callaqui	143
6.	2.	Matriz de peligro para el volcán Tolhuaca	144
6.	3.	Matriz de peligro para el volcán Lonquimay	145
6.	4.	Matriz de peligro para el volcán Llaima	146
6.	5.	Matriz de peligro para el volcán Villarrica	147
6.	6.	Matriz de peligro para el volcán Mocho-Choshuenco	148
6.	7.	Curvas de peligro para los volcanes Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco	150
6.	8.	Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Callaqui	152
6.	9.	Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Tolhuaca	153
6.	10.	Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Lonquimay	154
6.	11.	Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Llaima	155
6.	12.	Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Villarrica	156
6.	13.	Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Mocho-Choshuenco	157
7.	1.	Mapa probabilístico para vn. Villarrica, IEV 2 (~1 cm de tefra)	158
7.	2.	Exposición de usos de suelo y red eléctrica ante futura erupción del vn. Sakurajima, Japón (modificado de Biass <i>et al.</i> , 2017)	159
7.	3.	Perfiles de viento para la zona del vn. Llaima, a diferentes horas entre los días 21 y 22 de abril de 2016	160
7.	4.	Mapa probabilístico para caída de tefra (configurado al O) ante una erupción del vn. Llaima, IEV 3-4 (10 kg/m ² ~1 cm)	161

7.	5.	Curvas de peligro v/s área total afectada para los volcanes en estudio	165
----	----	--	-----

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
2. 1. Registro de la actividad eruptiva prehistórica del volcán Callaqui	15
2. 2. Registro de la actividad eruptiva histórica del volcán Callaqui	16
2. 3. Resumen de la actividad holocena para el volcán Tolhuaca	19
2. 4. Resumen de la actividad histórica para el volcán Tolhuaca	19
2. 5. Parámetros eruptivos para los depósitos de caída generados hace Ka por el CVL	23
2. 6. Actividad histórica del CVL	24
2. 7. Resumen de la actividad histórica del volcán Llaima	30
2. 8. Análisis de depósitos de cenizas, erupción de 1994 del volcán Llaima	34
2. 9. Resumen de la actividad histórica del volcán Villarrica	43
2. 10. Resumen de la relación estratigráfica y caracterización de las unidades explosivas para CVMC	51
2. 11. Resumen de la actividad histórica en el CVMC	53
4. 1. Resumen de la planilla de datos <i>input</i> requeridos por <i>TephraProb</i> para la creación de escenarios eruptivos	76
4. 2. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre el vn. Callaqui, Mt. Ruapehu, Mt. Tongariro y Mt. Rainier	78
4. 3. Resumen de los depósitos de caída andesíticos holocenos del Mt. Ruapehu y Tongariro	79
4. 4. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre vn. Tolhuaca y los montes Ruapehu, Baker, Shasta y Rainier	81
4. 5. Capas de tefra emitidas por el Mt. Rainier (EE. UU), diferenciadas y descritas por Mullineaux (1974)	82
4. 6. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre los volcanes Lonquimay, Villarrica y Mt. Etna (Italia)	83
4. 7. Resumen de erupciones importantes asociadas a depósitos de tefra recopilados por Navarrete (2017) para el vn. Llaima	85
4. 8. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre los volcanes Llaima, Villarrica y Mt. Etna (Italia)	86
4. 9. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre los volcanes CVMC, CVPCC y vn. Calbuco	89
4. 10. Resumen de las unidades holocenas de tefra generadas por erupciones desde el volcán Calbuco	90
4. 11. Recopilación de erupciones y características de depósitos de tefra	93
4. 12. Carga e impacto por caída de tefra	93
5. 1. Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBVs	128
5. 2. Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBV. Selección para volcanes Callaqui y Tolhuaca	130

5.	3.	Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBV. Selección para volcanes Lonquimay, Llaima y Villarrica	134
5.	4.	Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBV. Selección para volcán Mocho-Choshuenco	137
6.	1.	Evaluación e integración de zonas de peligro volcánico	141
6.	2.	Integración de peligros volcánicos para el volcán Callaqui	143
6.	3.	Integración de peligros volcánicos para el volcán Tolhuaca	144
6.	4.	Integración de peligros volcánicos para el volcán Lonquimay	145
6.	5.	Integración de peligros volcánicos para el volcán Llaima	146
6.	6.	Integración de peligros volcánicos para el volcán Villarrica	147
6.	7.	Integración de peligros volcánicos para el volcán Mocho-Choshuenco	148
7.	1.	Comparación de los puntajes de peligro asignados por la Integración de peligros (este trabajo) y <i>NVEWS-CHILE</i> (junio 2013)	167



RESUMEN

El presente trabajo desarrolla un análisis de peligros volcánicos en los volcanes: Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco. Los objetivos principales de este trabajo son: evaluar el peligro por caída de tefra y proyectiles balísticos volcánicos (PBVs) mediante análisis de escenarios eruptivos y modelación numérica, e integrar los resultados junto a análisis obtenidos para CDPs, lavas y lahares, desarrollados en paralelo a este trabajo por Jorquera (2018) y Álvarez (en prep).

Para la evaluación de peligro se hizo un análisis de geología volcánica, recopilación de actividad eruptiva histórica y revisión de depósitos (terreno-bibliografía); analizando las características de la caída y dispersión de tefra junto a PBVs, con el fin de evaluar los posibles escenarios y zonas de peligro. Para ello se ocupó *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016a), una *toolbox* que se basa en el modelo numérico *Tephra2* (Bonadonna *et al.*, 2005), ingresando parámetros eruptivos de escenarios a modelar, para luego obtener resultados para acumulación probabilística de tefra de 100 kg/m² (~10 cm de potencia) presentados en mapas con isolíneas de probabilidad. Para PBVs, se recurre a estudios comparativos sobre distancias alcanzadas en erupciones explosivas propias de los edificios volcánicos y similares en el mundo, definiendo los radios de las zonas de alto-medio-bajo peligro. Los resultados indican que la emisión de tefra es frecuente en estos volcanes, sin embargo, Villarrica y Llaima tienen mayor actividad y magnitud. La dispersión de tefra presenta una predominancia al E-SE determinada por las direcciones predominantes de los vientos la zona volcánica. Para PBVs, se considera un fenómeno proximal con distancias de alto peligro de 4-5 km desde la fuente, pobremente afectados por advección de los vientos. El escaso registro eruptivo de los volcanes Tolhuaca y Callaqui hace necesario una comparación con símiles en el mundo con mayores investigaciones.

Para la integración de los peligros volcánicos se desarrolló una nueva metodología semi-cuantitativa donde se evalúan aspectos como “recurrencia”, “alcance” y “potencial de impacto” de peligros para los escenarios considerados, permitiendo la comparación de los diferentes fenómenos volcánicos en un mismo volcán y entre distintos volcanes. A partir de los aspectos anteriormente mencionados, se asignan valores y se multiplican para dar un valor final que representa el “total de peligro”, que varía entre 0-126 pts. Los máximos valores alcanzados corresponde a 117 pts asociados a zonas afectadas por CDPs; mientras que para zonas afectadas por caída de tefra, los valores alcanzan 46,7-6,7 pts debido al bajo impacto. Posterior a la zonificación de cada zona evaluada se genera la integración mediante el traslape de las áreas definidas y ponderación de los puntajes totales por un factor de 0,1 (definido para no distorsionar los valores originales), todo mediante un *script* que permite el tratamiento de los *rasters* creados (zonas individuales de peligro y puntaje total). Posteriormente se define una categorización establecida de bajo-medio-alto-muy alto peligro, según los valores 0-40], [40-80], [80-126] y >126 pts respectivamente. Finalmente, los resultados se presentan en mapas de peligro integrado y gráficos de curvas de peligro, destacando los valores para los volcanes Llaima (220,1 pts) y Villarrica (212,6 pts) como los más peligros de este análisis en conjunto al vn. Mocho-Choshuenco (198 pts).

La metodología y resultados expuestos en este trabajo se postulan como una opción para la implementación de planes de emergencia volcánica en la zona de estudio.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del proyecto

Entre la VIII región del Biobío y XIV región de los Ríos, se encuentran diversos edificios volcánicos, como lo son los volcanes (desde el más septentrional a Sur): Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco, los cuales destacan en el “Ranking de los 90 volcanes de mayor amenaza” (48°, 32°, 8°, 2°, 1° y 18° respectivamente) elaborado por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN, 2015). De esta forma se hace imperante la realización de un análisis de peligro detallado con el cual poder definir futuras zonas propensas a diversos fenómenos volcánicos y que permita una comparación de la peligrosidad entre diferentes volcanes.

El volcán Callaqui corresponde a un complejo estratovolcán elongado constituido principalmente por lavas andesíticas y andesítica-basálticas, con menor porción de algunos flujos andesíticos-dacíticos (González-Ferrán, 1995). Su fase eruptiva Holoceno-Reciente es controlada por una fractura de rumbo N50°-60°E (Naranjo *et al.*, 2000), además, se reconocen al menos 4 eventos explosivos-efusivos, según Moreno *et al.*, 1984. En la actualidad presenta persistente actividad fumarólica y un glaciar de ~11 km² en su cima. En cuanto a peligros asociados, presenta una fuerte probabilidad de erupciones explosivas y generadoras de lahares que afectarían a los cursos de valles y zonas orientales al macizo por caída de tefra (González-Ferrán, 1995).

El volcán Tolhuaca es un estratovolcán situado en el límite de las regiones del Biobío y de la Araucanía. Presenta composiciones que van desde basaltos a dacitas, con predominio de andesitas-basálticas. Su actividad holocena está representada por a lo menos 3 depósitos piroclásticos de edad entre 7.750 y 6.590 AP (Polanco, 1998; Polanco *et al.*, 2000).

Por su parte, el Complejo Volcánico Lonquimay (CVL; Bustamante, 2013) está compuesto por el volcán Lonquimay y el Cordón Fisural Oriental, y presenta un registro de erupciones tanto efusivas como explosivas (Moreno & Gardeweg, 1989) con productos de composición andesíticos-andesíticos basálticos (Bustamante, 2013). De acuerdo a los trabajos de Polanco (1998) y Gilbert

et al. (2012), existe registro estratigráfico de al menos 25 erupciones explosivas del CVL ocurridas en los últimos 10.200 años aproximadamente.

El volcán Llaima corresponde a un estratovolcán compuesto por un edificio volcánico mixto ubicado en la región de la Araucanía. Sus productos eruptivos presentan una composición predominante basáltica a andesítica (Naranjo & Moreno, 1991). El registro eruptivo histórico va desde el año 1640 al año 2009, marcado por una actividad efusiva a explosiva de baja intensidad con 48 eventos documentados (Naranjo & Moreno, 2005). Los antecedentes geológicos y volcanológicos disponibles del volcán permiten señalar que, en un futuro evento eruptivo, los procesos volcánicos peligrosos serán: caída de piroclastos, flujos de lava y generación de lahares (Moreno & Naranjo, 2003).

El volcán Villarrica corresponde a un estratovolcán activo, que presenta por lo general una actividad fumarólica continua sobre su cráter con un lago de lava permanente en su fondo, el cual en ocasiones forma conos piroclásticos (Moreno & Clavero, 2006). La composición predominante de los productos lávicos y piroclásticos asociados es basáltica a andesita-basáltica (Moreno *et al.*, 1994; Moreno & Clavero, 2006). Registros históricos señalan que ha habido 59 erupciones (Bono, 2014) desde el cráter principal o fisuras desde el año 1558 hasta 1984 (última actividad registrada en marzo de 2015), eventos en su mayoría estrombolianos (Flores, 2014), lo que lo convierte en el volcán más activo de los Andes (Petit-Breuilh, 1994; Petit-Breuilh & Lobato, 2004). La última actividad del 2015 generó una columna eruptiva de ~10,8-12 km (Romero *et al.*, 2018) con caída de piroclastos hasta 100 km al E de la fuente (San Martín de los Andes, Argentina, según Bertin *et al.*, 2015).

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMC) es un conjunto volcánico de orientación NO-SE integrado por los volcanes Choshuenco y Mocho (Gardeweg, 2010), además de centros eruptivos menores situados en sus flancos. Compuesto por secuencias de lavas y depósitos piroclásticos de composición basáltica y andesítica pre-caldera, a dacíticas (post-caldera; González-Ferrán, 1995). El CVMC ha experimentado cerca de 75 erupciones de carácter explosivo post-glaciales, incluyendo 3 grandes erupciones subplinianas (Rawson *et al.*, 2015). La última actividad histórica correspondería al año 1863-64 (González-Ferrán, 1995). Al ser un volcán activo

con una importante masa de hielo en su cima (glaciar de 17 km²; Rivera *et al.*, 2005 en Gardeweg, 2010), un reactivamiento eruptivo generaría importantes lahares (González-Ferrán, 1995).

Es común que volcanes bajo actividad eruptiva arrojen en forma explosiva hacia la atmósfera fragmentos de lava y roca, comúnmente incandescentes, que al caer en la superficie terrestre toman el nombre de “caída de tefra” (Crandell *et al.*, 1984). Estas partículas son transportadas en forma ascendente por columnas eruptivas que pueden alcanzar decenas de km de altura. La altura de la columna eruptiva está determinada por el grado de explosividad de la erupción, la temperatura, y la tasa de emisión del material (Carey & Bursik, 2015). El mecanismo motor principalmente es la expansión de gases (incluyendo el vapor de agua), inicialmente a altas temperaturas y presiones, elevando el contenido de la columna hasta igualar las condiciones atmosféricas (González-Ferrán, 1995). Asimismo, las características de la atmósfera circundante (principalmente la densidad que controla la convección) junto a la dirección y fuerza del viento son los principales factores que controlan el transporte de tefra.

El presente trabajo busca la realización de una evaluación de peligro volcánico asociado a la dispersión y caída de tefra junto a la proyección de balísticos volcánicos (PBVs) ante un eventual ciclo eruptivo de los diferentes edificios volcánicos anteriormente mencionados, mediante recopilación de datos bibliográficos y datos en terreno, los que permitan generar un modelamiento ajustado utilizando principalmente una *toolbox* de funciones para modelamiento numérico de la dispersión y acumulación de tefra, *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016a), en conjunto a datos de distancias registradas para PBVs. Los resultados obtenidos permitirán tener un mejor entendimiento de los fenómenos volcánicos asociados a futuros ciclos eruptivos que puedan afectar a la comuna de Curacautín y los alrededores de los edificios volcánicos anexos que se encuentran fuera de esta comuna, determinando las principales zonas de peligro junto a la búsqueda de rutas alternativas como vías de escape hacia áreas seguras para los poblados aledaños.

Cabe señalar que los resultados obtenidos en este estudio son contrastados, comparados e integrados con investigaciones realizadas paralelamente a este trabajo de otros peligros volcánicos en los mismos volcanes, como lo son: lavas, corrientes de densidad piroclástica (CDP) y lahares; con el propósito de realizar una evaluación de peligro detallada y consistente a un futuro evento

eruptivo esperable para estos macizos. Esta metodología integrativa busca ser una propuesta innovadora para el análisis de peligros volcánicos y su integración, presentando mapas de zonificación de peligros, útiles en áreas tan importantes como lo es la planificación territorial.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Evaluar y comparar el peligro por la caída de tefra y proyectiles balísticos volcánicos (PBVs) en los diferentes estratovolcanes y complejos volcánicos: Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco, a través de una metodología innovadora que comprende análisis de los escenarios eruptivos explosivos para los volcanes en estudio, comparaciones con otros volcanes en el mundo, y modelación numérica, con el fin de integrar estos resultados en una Evaluación de Peligro Volcánico.



1.2.2. Objetivos Específicos

1. Definir parámetros eruptivos para caída de tefra, tales como volúmenes emitidos durante erupciones Recientes e históricas, altura de columna eruptiva, distribución de tamaño de granos y masa total emitida para los volcanes en estudio.
2. Definir las distancias alcanzadas por proyectiles balísticos volcánicos (PBVs) en los volcanes en estudio en base a registros de estos mismos y volcanes alrededor del mundo.
3. Caracterizar escenarios eruptivos capaces de generar estos peligros, de acuerdo al registro de actividad eruptiva Reciente e histórica para los volcanes en estudio.
4. Determinar las zonas afectadas por distribución y acumulación de tefra ante futuros eventos eruptivos mediante modelación numérica.
5. Determinar las zonas afectadas asociadas a las distancias alcanzadas por proyectiles balísticos volcánicos.

6. Entregar una comparación de los resultados obtenidos para la dispersión y caída de tefra y PBVs con otros fenómenos volcánicos entre los volcanes en estudio, definiendo alcances y potencial impacto.
7. Obtener una cuantificación del conjunto de peligros volcánicos mediante una integración de la zonificación de peligros volcánicos para cada volcán.

1.3. Ubicación y Accesos

El área de estudio de este trabajo corresponde, en parte, a la Comuna de Curacautín (Figura 1.1.), Provincia de Malleco, Región de la Araucanía. Localizada entre las latitudes $38^{\circ}15'S$ y $38^{\circ}45'S$, a unos 673 km al Sur de Santiago (286 km al Sur de Concepción), abarcando una superficie de 3.963 km². Dentro de sus principales centros urbanos se encuentra la ciudad de Curacautín y, a 28 km hacia el E, el poblado de Malalcahuello. Una de las características importantes que se pueden observar en esta comuna, es que dentro de su territorio se encuentran, parcialmente, los volcanes activos Llaima, Lonquimay y Tolhuaca (Figura 1.1.), observables desde diversos sectores de la comuna. El acceso principal a la región se tiene por la Ruta 5 Sur, que cruza de Norte a Sur la región de la Araucanía, y pasa por el extremo occidental de la comuna en estudio. A la altura de la ciudad de Victoria (Figura 1.1.), la Ruta 5 Sur es interceptada por el camino internacional (Ruta 181) que une a Chile con Argentina, la cual pasa por Curacautín, Manzanar, Malalcahuello, Sierra Nevada, Lonquimay y termina en Argentina. Además, existen numerosos caminos pavimentados y de ripio en buen estado que permiten el acceso a los diferentes sectores de la zona de estudio.

Por otro lado, a unos 658 km al Sur de Santiago (271 km desde Concepción), se tiene el volcán Callaqui (Figura 1.1.). El acceso al macizo (ruta pavimentada hasta Alto Bío Bío) desde Concepción se realiza por vehículo vía Cabrero (Ruta 146), para luego tomar la Ruta 5 Sur hasta Los Ángeles. Una vez en Los Ángeles se toma rumbo al E, camino a Santa Bárbara (por Ruta Q-61) hasta llegar a Alto Bío Bío, posteriormente por la Ruta Q-689 bordeando el río Biobío se accede a diversos caminos ripiados que dan acceso al volcán desde las faldas.

En cuanto al Volcán Villarrica (Figura 1.1.), dispuesto a unos 802 km al Sur de Santiago (415 km al Sur de Concepción), se accede por misma ruta especificada anteriormente para llegar a Los Ángeles, donde se sigue esta vez más al Sur por la Ruta 5 Sur hasta llegar a Freire, donde se toma un desvío al E por la Ruta 199 (Figura 1.1.), que une Freire y Villarrica-Pucón (bordeando el lago Villarrica), poco antes de llegar a este último, se toma la ruta S-887 (ruta de ripio) por la cual se accede hasta el Refugio Villarrica.

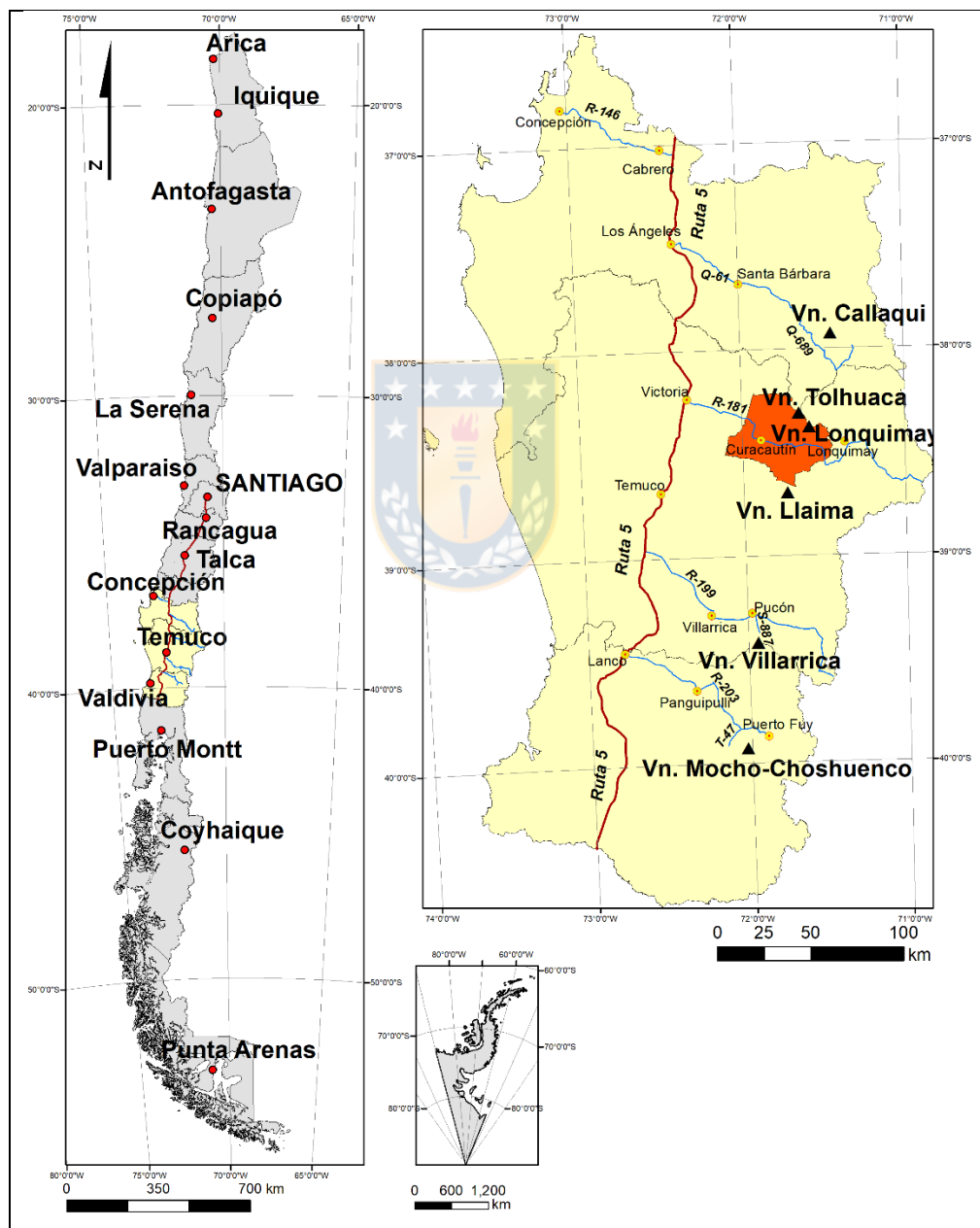


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. Rutas principales y disposición de los volcanes en estudio (elaboración propia).

Para el caso del volcán Mocho-Choshuenco (Figura 1.1.), a unos 890 km desde Santiago al Sur (500 km al Sur de Concepción), se puede llegar por la misma ruta hacia Los Ángeles, para luego dar paso a la Ruta 5 Sur, esta vez hasta Lanco, para acceder al lado N del macizo por la Ruta 203 que llega pavimentada hasta Puerto Fuy. También existen desvíos o rutas alternativas ripiadas anterior a Puerto Fuy para acceder a la ladera Oeste del volcán, llegando al final de lago Panguipulli, en la localidad de Punahue, donde se toma la Ruta T-47 (Figura 1.1.), la que da acceso por Choshuenco bordeando el río Enco hasta las faldas del volcán Mocho-Choshuenco.

1.4. Metodología general del trabajo

A continuación, se expondrá la metodología general utilizada para llevar a cabo cada objetivo específico:

Objetivo 1:

- Recopilación bibliográfica de parámetros eruptivos (actividad Reciente e histórica) como petrografía, densidades y tamaños de piroclastos (estadística), altura de columna eruptiva, volúmenes de tefra emitidos, IEV (Índice de Explosividad Volcánica) de las erupciones involucradas.
- Revisar qué volcanes en el mundo han presentado este fenómeno volcánico, y que además presente similitudes eruptivas (composición, actividad).
- Complementar la información de parámetros eruptivos para los volcanes en estudio con bibliografía en macizos similares.

Objetivo 2:

- Recopilación bibliográfica de actividad generadora de PBVs, obteniendo un catastro de tamaños, distancias máximas y mínimas alcanzadas en diferentes episodios eruptivos, IEV y morfología de los volcanes involucrados.
- Revisar qué volcanes en el mundo han presentado este fenómeno volcánico, y que además presenten similitudes eruptivas (composición, actividad).

- Comparación de las distancias mínimas y máximas alcanzadas por proyectiles balísticos en volcanes.

Objetivo 3:

- Definir 1-2 escenarios eruptivos explosivos generadores de dispersión y caída tefra según el registro Reciente-histórico de los volcanes en estudio, en conjunto a los parámetros eruptivos a modelar para cada escenario.
- Definir 1-2 escenarios eruptivos generadores de PBVs, acordes al registro de actividad volcánica para los volcanes en estudio.

Objetivo 4:

- Ejecutar el programa *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016a).
- Descargar mediante la herramienta *dWind2* (incluida en la *toolbox*), perfiles de viento a diferentes alturas, cada 6 hr por cada día al año para cada volcán a modelar; en un periodo desde enero 1990 a enero 2018.
- Ingresar los parámetros eruptivos anteriormente determinados para cada volcán (y cada escenario) en el programa; los archivos de viento; y en conjunto a éstos, una grilla topográfica equidistante para el cálculo de la acumulación probabilística de tefra.
- Ejecutar modelado numérico *TephraProb*, para simular la dispersión y determinar las zonas de acumulación probabilística. Modificar parámetros si es necesario.
- Estimar zonas de peligro para cada escenario, en cada volcán.
- Representar todo lo anterior mediante la confección de mapas de peligro probabilístico por caída de tefra para cada volcán utilizando *ArcMap 10.3* y *Google Earth*.

Objetivo 5:

- Determinar qué volcanes son comparables según composición, altura y actividad eruptiva.
- Complementar información de distancias máximas y mínimas registradas para PBVs en los volcanes en estudio según escenario definido.

- Estimar zonas de peligro según escenario y mapas de peligro confeccionados por SERNAGEOMIN.
- Representar todo lo anterior mediante la confección de mapas de peligro zonificados para PBVs utilizando *ArcMap 10.3* y *Google Earth*.

Objetivo 6:

- Ocupar una metodología semi-cuantitativa para otorgar puntajes a cada zona de peligro creada.
- Agregar los resultados de análisis de peligros volcánicos para CDPs, lavas y lahares a la metodología (Jorquera, 2018; Álvarez, en prep.).
- Complementar las matrices de peligro con los nuevos fenómenos, de manera de poder comparar los peligros para cada volcán, y entre los edificios volcánicos.

Objetivo 7:

- Realizar una sobreposición de zonas creadas en los objetivos 4 y 5, con las zonas resultantes para peligros por CDPs, lavas y lahares (Jorquera, 2018; Álvarez, en prep.) mediante un *script* ejecutable en *Python*.
- Integrar los peligros para cada volcán.
- Establecer una categorización del peligro.
- Presentar los resultados a través de mapas de peligro integrado utilizando *ArcMap 10.3*.
- Comparar los resultados con mapas de peligro existentes para cada volcán.

1.5. Agradecimientos

Quisiera agradecer a mi profesor patrocinante, Dr. José Luis Palma, por darme la oportunidad de poder trabajar en el proyecto de la comuna de Curacautín, de lo cual surge esta propuesta de memoria de título. Además, agradezco su apoyo y críticas constantes para la mejora del desarrollo de este trabajo. A los profesores de mi comisión, la Dra. Verónica Pineda y Dr. Jorge Quezada por sus sugerencias y aportes.

Agradezco a mis compañeros Nicolás “Chico” Álvarez y Constanza Jorquera, quienes estuvieron trabajando en paralelo en este proyecto, tanto en trabajo previo, terreno y posteriores soluciones a dudas que ayudaron al desarrollo de mi memoria e hicieron más ameno este trabajo. De la misma forma, agradezco a mis compañeros de “Tópicos avanzados”, Valeria Martínez y Yael Hernández, quienes ayudaron en la recopilación y generación de información base para el inicio de este trabajo junto a Josefa Velásquez, quien además brindó su apoyo en terreno.

Agradezco al Departamento de Ciencias de la Tierra (DCT) de la Universidad de Concepción, a los académicos y en especial a los funcionarios, Sra. Carolina Rojas, Sra. María Esperanza, don Luis Vásquez, don Pedro, don Gerardo, don Iván y don Raúl, por su compañía y ayuda en esta estadía universitaria, ya sea desde un simple saludo de bienvenida, la mantención de los espacios de aprendizaje, gestiones para algún trámite universitario, o su disposición para enseñar la utilización de herramientas indispensables para nuestro desarrollo profesional.

También quisiera agradecer a Sebastien Biass, con quien a pesar de solo tener una relación a través de mails (desde Chile a EEUU-Europa), fue de gran ayuda al corregir ciertos “bugs” presentes en el programa utilizado para el desarrollo de esta memoria.

Finalmente, quiero agradecer profundamente a mi familia, a mis padres Gloria y Alfredo por su gran afecto y apoyo fundamental en cada etapa de mi vida, y como no a mis hermanos Matías y Cote, quienes siempre están presentes con alguna distracción, broma o chistes, al igual que su enorme cariño. A mis tíos Germán y Miriam, con quienes a pesar de haber tenido algunas diferencias, estuvieron presentes en mi desarrollo académico en Concepción. A mi amiga Valentina y mi Familia G4, Chiquez, Tomy, Peladito, Tato, Xavita, Tatán y Juano, hermanos de otras madres a los cuales agradezco enormemente haber conocido, quienes fueron una supuesta “ayuda”, muchas otras veces la distracción perfecta (la mayoría innecesaria jaja) para amenizar el día a día en esta linda etapa. A Patricia, pequeña personita que me ha acompañado con su cariño y apoyo en esta última etapa universitaria.

A todas y todos quienes hayan quedado en el tintero ¡Muchas gracias!

2. MARCO GEOLÓGICO Y VOLCANOLÓGICO

2.1. Volcán Callaqui

Corresponde a un complejo estratovolcán elongado de coordenadas 37°55'S-71°27'O, con una altura de 3.164 m s.n.m. y un área basal de 120 km², el cual presenta una fuerte erosión glaciar. Está constituido principalmente por lavas andesíticas y andesítica-basálticas, con menor porción de algunos flujos andesíticos-dacíticos (González-Ferrán, 1995). Su fase eruptiva Holoceno-Reciente es controlada por una fractura de rumbo N50°-60°E (Naranjo *et al.*, 2000), la cual genera una fisura eruptiva con al menos 16 conos de piroclastos y flujos de lavas andesítico-basáltico (González-Ferrán, 1995), además se reconocen seis depósitos de piroclastos de edades entre 9.950-320 años A.P (Polanco, 1998; Polanco *et al.*, 2000), con al menos 4 eventos explosivos-efusivos (Moreno *et al.*, 1984). Presenta una persistente actividad fumarólica y un glaciar de 11 km² en su cima (González-Ferrán, 1995).



2.1.1. Rocas del basamento e intrusivas

El volcán Callaqui se dispone en discordancia sobre secuencias volcánicas más antiguas de disposición subhorizontal, previamente asignadas a la Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior-Pleistoceno Superior) por Niemeyer & Muñoz (1983 en Moreno *et al.*, 1985). Estas capas intensamente afectadas por la erosión glaciar, corresponden a lavas, aglomerados y brechas de composición basáltica y andesítica; las cuales se disponen discordantes sobre estratos plegados terciarios de las formaciones Curamallín (Mioceno Inferior-Mioceno Medio), Trapatrapa (Mioceno) y cuerpos graníticos que los intruyen (Moreno *et al.*, 1985).

2.1.2. Rocas y depósitos volcánicos

Su basamento se encuentra constituido por rocas sedimentarias e intrusivas, anteriormente descritas, sobre las cuales se han diferenciado cuatro períodos de actividad eruptiva, comenzando su actividad hace aproximadamente 540±140 Ka (Moreno *et al.*, 1984). A continuación, se describen las unidades diferenciadas para el volcán Callaqui:

- Unidad Callaqui 1 (Pleistoceno Inferior-Pleistoceno Superior): corresponde a las primeras emisiones del volcán, descritas como una secuencia de lavas basálticas de olivino y andesíticas-basálticas de clinopiroxeno (augita) y olivino (Moreno *et al.*, 1984), con intercalaciones de brechas y aglomerados de probable origen lahárico y conglomerados aluviales. Tiene una potencia máxima cercana a los 700 m, además de series de diques andesíticos y dacíticos de 2 a 4 m de espesor que la cortan con una orientación predominante N60°-70°E (Moreno *et al.*, 1984; Moreno & Lahsen, 1987). Se dispone en discordancia de erosión sobre las unidades del basamento, y subyace también en discordancia de erosión a la Unidad Callaqui 2 (Moreno *et al.*, 1984). Se le asigna una edad de 540 ± 140 Ka (K/Ar) para rocas basales de esta secuencia (Moreno *et al.*, 1984). Considerando la distribución de los afloramientos de la Unidad Callaqui 1 (Figura 2.1.), se puede inferir que fue emitida desde un sistema fisural que se habría extendido desde las cabeceras del estero Ñireco hacia el NO, en una longitud de 6 km.
- Unidad Callaqui 2: consiste en una secuencia de lavas basálticas y andesítico-basálticas de olivino y piroxeno, brechas volcánicas de origen lahárico, con delgadas intercalaciones de ceniza y lapilli (Moreno *et al.*, 1984). Se distribuye preferentemente en los flancos NO (río Pangue), Oeste (río Biobío) y Sur (río Malla) del edificio principal del volcán Callaqui (Figura 2.1.), con una potencia máxima de 300 m (Moreno *et al.*, 1984; Moreno & Lahsen, 1987). La Unidad se deposita sobre los valles glaciales excavados en la Unidad Callaqui 1, junto con algunos depósitos morrénicos no consolidados, e infrayace a las lavas de la Unidad Callaqui 3. Los centros de emisión de los productos volcánicos de la Unidad Callaqui 2 habrían estado ubicados en el mismo sistema fisural de la unidad anterior, pero en una extensión mayor (~11 km).
- Unidad Callaqui 3 (Posterior a Unidad Callaqui 2): conjunto de coladas basálticas, andesíticas y andesíticas-basálticas (de olivino y piroxeno), además conos piroclásticos (en partes altas) a lo largo y ancho del Volcán Callaqui (Fuentes, 2009). Las coladas se depositan sobre cauces glaciales y fluviales previamente excavados en la Unidad Callaqui 2 (Figura 2.1.). Hacia la ladera Sur del macizo (valle del río Biobío) se describen 2 coladas de 15 a 20 m de espesor separadas por un depósito lahárico (Moreno *et al.*, 1984). A pesar

del aspecto fresco reciente de los flujos en las partes bajas, los sectores elevados muestran estrías y canaletas provocadas por el escurrimiento de glaciares (*slope glaciers*). Es posible observar, además, depósitos morrénicos recubriendo las lavas.

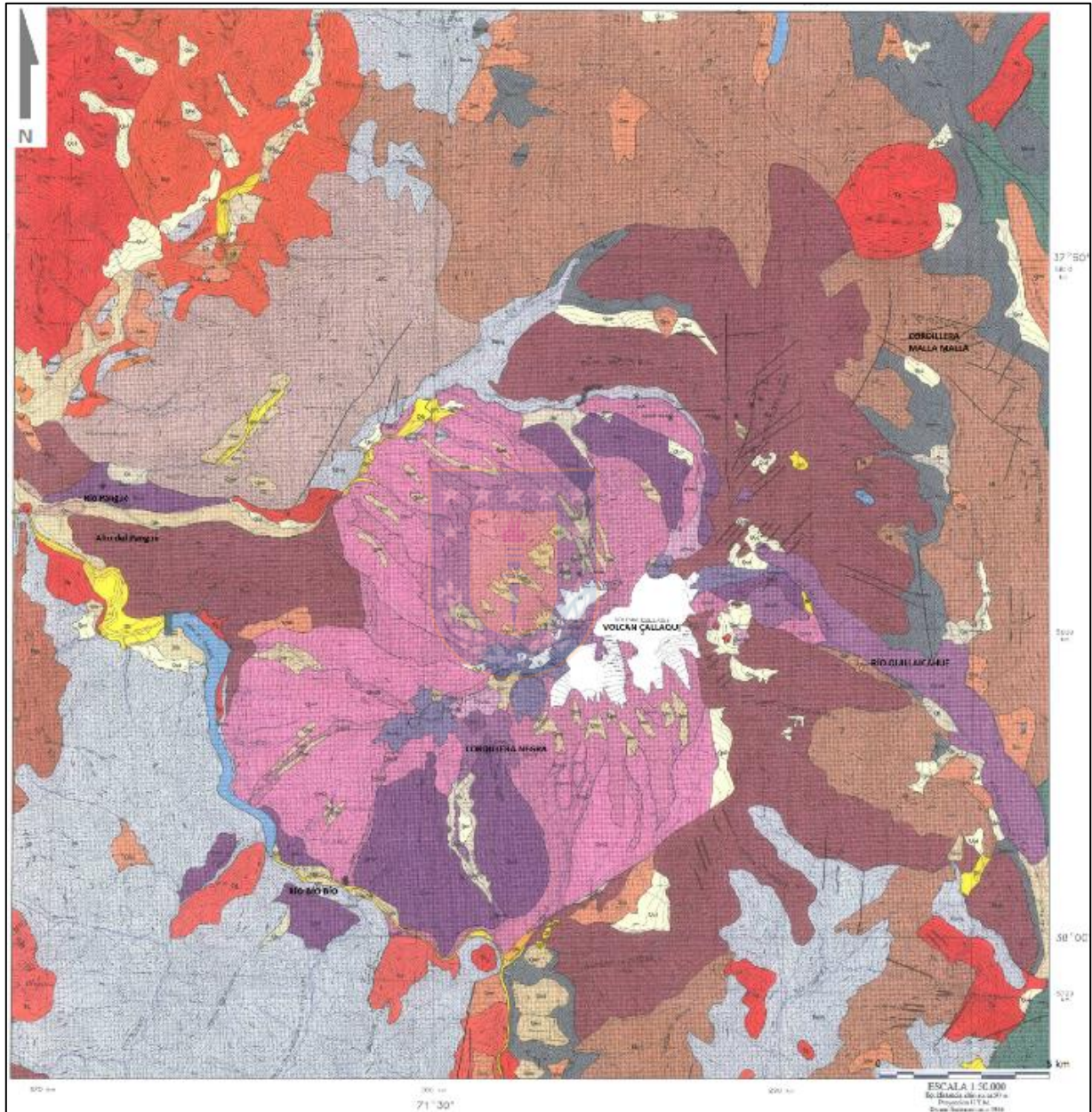
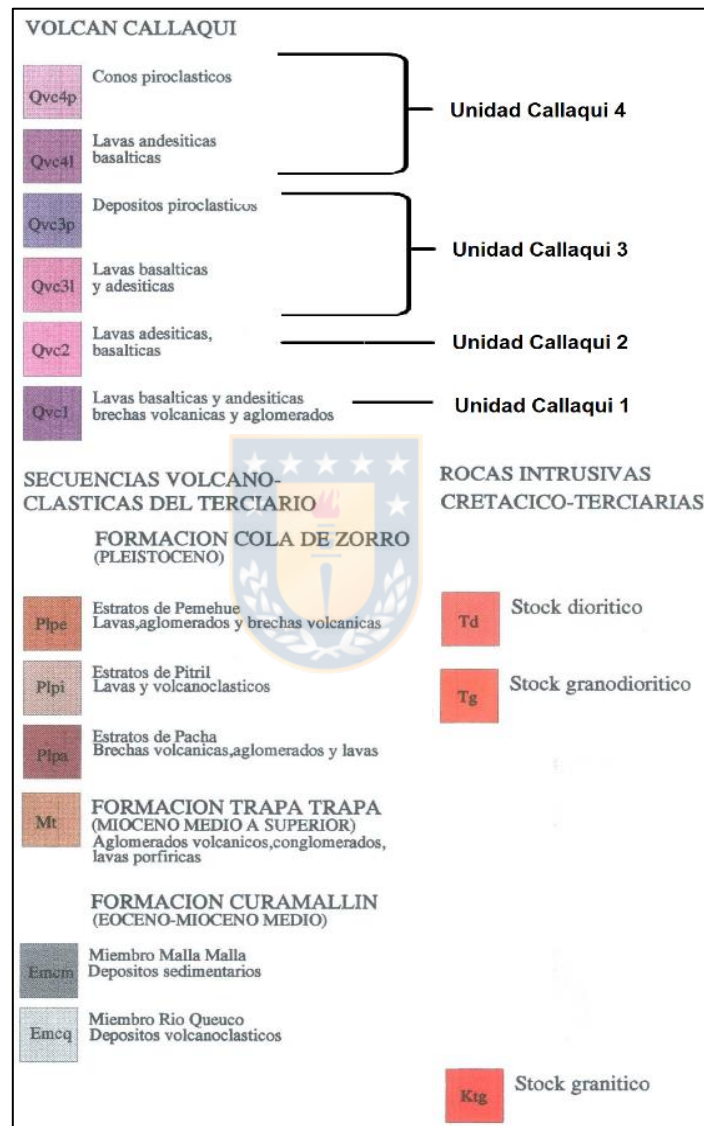


Figura 2.1. Mapa geológico del volcán Callaqui. Modificado de Cecioni *et al.* (2000 en Sielfeld, 2008). Leyenda del mapa en disponible en la página 14.

- Unidad Callaqui 4 (Posterior a Unidad Callaqui 3 al Reciente): emisiones fisurales de piroclastos y lavas, estas últimas de composición basáltica y andesítica-basáltica (Sielfeld,

2008). Los centros eruptivos de esta unidad y sus productos no muestran erosión glacial o ella es incipiente (Fuentes, 2009). Las coladas se disponen sobre depósitos morrénicos y las unidades anteriores, concentrándose en el sector NE, valle del río Quillaicahue y filo SO del Volcán Callaqui (Figura 2.1.; Fuentes, 2009). La Unidad Callaqui 4 habría sido emitida entre los 2.500 y 1.000 años AP (Moreno *et al.*, 1984).



Leyenda de la Figura 2.1. Simbología de las unidades geológicas, incluyendo una correlación aproximada entre las unidades descritas para el Volcán Callaqui y las unidades descritas por Moreno *et al.* (1984) (modificado de Cecioni *et al.*, 2000 en Sielfeld, 2008).

2.1.3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica

2.1.3.1. Actividad prehistórica

Según Polanco *et al.* (2000), se reconocen al menos seis eventos holocenos explosivos entre los 10.000 y 320 años AP, con una mayor explosividad durante los 2.630 y 2.280 años AP alcanzando un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) <4 (Polanco, 1998). El material juvenil contenido en los depósitos de caída es de composición andesítica alto-K, lo que presentaría prácticamente los productos más ácidos del volcán, en comparación a sus símiles lávicos. La Tabla 2.1. resume la actividad eruptiva hace Ka según Moreno & Lahsen, 1987; además, el periodo de recurrencia explosiva se ha estimado cerca de 1.000 años (Polanco *et al.*, 2000).

Tabla 2.1. Registro de la actividad eruptiva prehistórica del volcán Callaqui. Extraído y modificado de Moreno & Lahsen (1987).

Fecha	Actividad	Observaciones
2.500 (?) - 1.000 (?) AP	Eruptiva efusiva, algo explosiva.	Unidad Callaqui 4.
9.500 (?) - 2.500 (?) AP	Eruptiva efusiva, algo explosiva.	Unidad Callaqui 3 y lahares en base.
90.000 (?) - 11.000 (?) AP	Eruptiva efusiva, algo explosiva.	Unidad Callaqui 2; lavas y lahares en base.
200.000 (?) - 90.000 (?) AP	Eruptiva efusiva, algo explosiva.	Unidad Callaqui 1; lavas, lahares y sedimentos aluviales en la base.

2.1.3.2. Actividad histórica

Antecedentes de la cronología eruptiva histórica para este volcán (Tabla 2.2.) indican seis eventos desde el año 1751, algunas pequeñas explosiones freatomagmáticas como la reportada en 1978 por el geólogo Rolando Barozzi (Arancibia, 2006; Moreno & Lahsen, 1987). El volcán manifiesta actualmente una actividad geotermal, manteniendo en forma casi constante activas fumarolas (Polanco & Naranjo, 2008), fuentes termales (ej. Termas el Avellano) y solfatárica, tanto en el borde SO del cráter principal como en el flanco exterior SE, donde hay una importante depositación de azufre volcanogénico y fuertes emanaciones de gases sulfurosos (González-Ferrán, 1995; Polanco *et al.*, 2000). Estos eventos estarían ligados a la traza principal N60°E del sistema fisural, constituyendo gran parte de la actividad eruptiva del volcán Callaqui.

Según el registro presentado en la Tabla 2.2., el período de silencio mínimo es de 43 años, el período de silencio máximo es de 113 años (Arancibia, 2006), y el número de años desde la última erupción es de 39 al 2019.

Tabla 2.2. Registro de la actividad eruptiva histórica del volcán Callaqui.

Fecha	Actividad	Observaciones y fuente
1980/Octubre	Pequeña erupción de cenizas	Desde la fumarola principal, la nieve se cubrió de cenizas y lapilli. Fuente: lugareños (Moreno & Lahsen, 1987)
1966-1978	“Resplandor rojizo” en la fumarola principal, avalanchas de hielo	Act. magmática vigente. Fuente R. Barozzi y lugareños (Moreno & Lahsen, 1987)
1974-1978	Fumarólica	Moreno & Lahsen, 1987
1937 (18 de septiembre)	Fumarólica	ENDESA (1996 en Arancibia, 2006)
1864 (octubre)	Impreciso	ENDESA (1996 en Arancibia, 2006)
1751 (31 diciembre)	Fumarola o erupción de piroclastos (?)	ENDESA (1996 en Arancibia, 2006)

2.2. Volcán Tolhuaca

Estratovolcán situado en el límite de las regiones del Biobío y de la Araucanía, con cráter principal de coordenadas 38°18'S-71°9'O y una altura de 2.806 m s.n.m. Presenta composiciones que van desde basaltos a dacitas, con predominio de andesitas-basálticas. La actividad explosiva holocena está representada por a lo menos 3 depósitos piroclásticos de edad entre 7.750 y 6.590 AP (Polanco, 1998; Polanco *et al.*, 2000).

2.2.1. Rocas del basamento e intrusivas

El volcán Tolhuaca, en conjunto al volcán Lonquimay, se encuentra inscrito en la Comuna de Curacautín, la cual presenta la geología base para estos macizos en estudio y se presenta en la Hoja Curacautín (Suárez & Emparán, 1997). En ella se describe una serie de unidades geológicas que incluyen depósitos sedimentarios y volcánicos, evidenciando los aspectos de una historia geológica que data desde, al menos, el periodo Jurásico. En general, la Hoja Curacautín representa el registro rocoso del sector occidental de la llamada Cuenca Neuquina, donde destacan las

formaciones: Nacientes del Biobío (Jurásico Inferior a Medio), como secuencia de rocas sedimentarias marinas, volcánicas marina y continental; Complejo Vizcacha-Cumilao (Cretácico-¿Paleógeno?), una secuencia de rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias lacustres; Formación Curamallín (Mioceno Inferior a Medio), compuesta por lavas, rocas piroclásticas y sedimentarias lacustres-deltaicas; y la Formación Malleco (Plioceno-Pleistoceno Inferior), brechas volcánicas y lavas, con ocasionales sedimentos continentales.

Los cuerpos intrusivos de la zona representarían las raíces de arcos volcánicos de la cadena magmática Occidental de la Cuenca Neuquina (Suárez & Emparán, 1997), donde afloran los Grupos Plutónicos Galletué (Jurásico Superior-Cretácico) al SE de la comuna, y Melipeuco (Mioceno) al Norte y Sur, conformados principalmente por monzogranitos, granodioritas y tonalitas; además de cuerpos Intrusivos Hipabisales del Río Renaico y Cerro Mocho (Plioceno), como diques y cuerpos irregulares de composiciones andesíticas.

2.2.2. Rocas y depósitos volcánicos



El volcán Tolhuaca corresponde a un estratovolcán del Pleistoceno-Holoceno fuertemente erosionado por glaciares (Suárez & Emparán, 1997) que se eleva unos 1.000 m sobre el basamento y tiene forma elongada en la dirección NE-SO (Polanco, 2010). Está constituido por rocas de composición basáltica a dacítica (51-68% SiO₂), con un predominio de coladas de lavas y piroclastos de composición andesítico-basáltica y andesítica (Polanco, 1998 en Polanco, 2010). Las unidades (Figura 2.2.) se pueden resumir en:

- Rocas Volcánicas Cuaternarias (Plioceno-Holoceno): comprenden rocas volcánicas y volcanoclásticas que corresponden en su mayor parte a lavas andesíticas de color gris a negruzcas, frescas a moderadamente alteradas y lavas basálticas. Estas presentan sectores de grano fino correspondientes a los niveles interiores de los flujos y flujos marginales (base y techo), además de texturas amigdaloidales y brechosas. Por otro lado, existen depósitos fragmentados, tales como tobas de lapilli, capas de pómez, escoria y localmente, niveles volcanoclásticos de brechas con matriz verdosa y fragmentos volcánicos (MYMA, 2012).

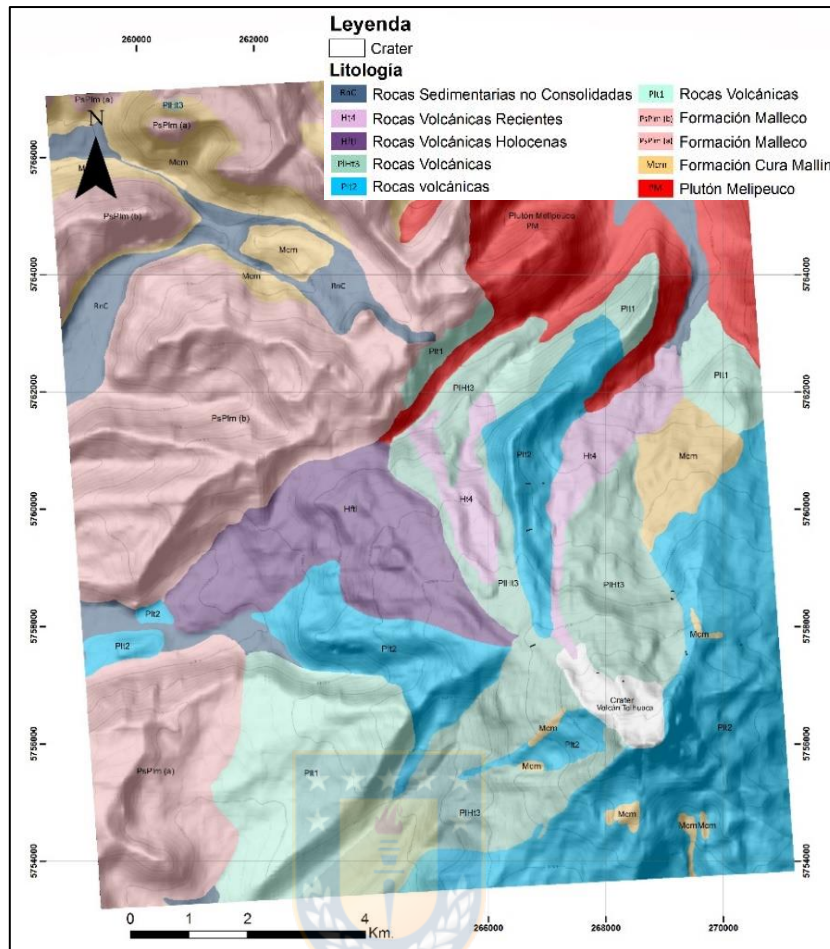


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado del Volcán Tolhuaca.
Modificado de MYMA (2012).

- Rocas Sedimentarias No Consolidadas: esta unidad informal está compuesta por secuencias de gravas, arenas y limos, asociadas a depósitos morrénicos superficiales, depósitos tipo laháricos y aluviales. Se localizan en los valles de los ríos Blanco y Tolhuaca (MYMA, 2012).

2.2.3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica

2.2.3.1. Actividad prehistórica

La actividad explosiva holocena para este macizo está representada por a lo menos 3 depósitos piroclásticos generados hace 8.050-6.590 años AP (Tabla 2.3.), los cuales habrían alcanzado índices de explosividad importantes (IEV ~3-4; Polanco, 1998; Polanco *et al.*, 2000). El

volcán no ha presentado una actividad explosiva desde hace unos 6.500 años AP (Polanco *et al.*, 2000); se estima un comportamiento más efusivo, junto a emisiones de lavas (coladas reconocidas de hasta 7 km), en relación a los escasos depósitos de caída, según Polanco (2010).

Tabla 2.3. Resumen de la actividad holocena para el volcán Tolhuaca.
Extraído de Global Volcanism Program (2013). BCE: *Before Current Era*.

Fecha	IEV	Evidencia
4000 BCE	0	Incierto
4885 BCE $\pm$ 243	3	Incierto
5371 BCE $\pm$ 243	3	Incierto
5857 BCE $\pm$ 243	3	Incierto

2.2.3.2. Actividad histórica

Es necesario destacar que, de los volcanes estudiados, el volcán Tolhuaca presenta un escaso registro y conocimiento de su actividad eruptiva histórica. Posibles erupciones (Tabla 2.4.) datan desde los años: 1876; 1933, 7 de enero hasta abril; 1940, febrero; y desde 1987 sólo ha presentado actividad solfatárica (Moreno, 1992).

Tabla 2.4. Resumen de la actividad histórica para el volcán Tolhuaca. Extraído de Moreno (1992).

Fecha	IEV	Evidencia
1987-1992	-	Actividad fumarólica débil desde cráter secundario a 3.5 km NO de la cumbre
1940-febrero	-	¿Erupción? Explosión o fumarola. El penacho alcanzó unos 1.000 m sobre el cráter. Color blanco de la columna, emitida desde cráter secundario ubicada a 1 km NO de la cumbre
1933-07 enero	-	Erupción. Explosiones en cráter principal.
1867	-	Erupción. Explosiones en cráter principal.

2.3. Volcán Lonquimay

Según Bustamante (2013), el Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) es un complejo volcánico compuesto por el volcán Lonquimay y el Cordón Fisural Oriental con registro de erupciones tanto efusivas como explosivas (Moreno & Gardeweg, 1989) y productos de composición andesíticos-andesíticos basálticos (Bustamante, 2013). Se ubica en la Región de la

Araucanía, entre las comunas de Lonquimay (al Este) y Curacautín (al Oeste), con coordenadas 38°22'S-71°35'O. De acuerdo a los trabajos de Polanco (1998) y Gilbert *et al.* (2012), existe registro estratigráfico de, al menos, 25 erupciones explosivas del CVL ocurridas en los últimos 10.200 años aproximadamente, las cuales han generado depósitos piroclásticos asociados a columnas eruptivas de gran envergadura que se encuentran expuestos de mejor manera hacia el sector E y SE del CVL, a lo largo de los valles de los ríos Cautín, Naranjo y Lolco (Polanco, 1998).

2.3.1. Rocas del basamento e intrusivas

Como se menciona en el subcapítulo 2.2.1., el volcán Lonquimay se encuentra inscrito en la Comuna de Curacautín, cuya geología base se presenta en la Hoja Curacautín (Suárez & Emparán, 1997). En general se presentan el registro rocoso del sector occidental de la llamada Cuenca Neuquina, donde destacan las formaciones: Nacientes del Biobío (Jurásico Inferior a Medio), Complejo Vizcacha-Cumilao (Cretácico-¿Paleógeno?), Fm. Curamallín (Mioceno Inferior a Medio) y la Fm. Malleco (Plioceno-Pleistoceno Inferior).

Los cuerpos intrusivos de la zona representarían las raíces de arcos volcánicos de la cadena magmática Occidental de la Cuenca Neuquina (Suárez & Emparán, 1997), donde afloran los Grupos Plutónicos Galletué (Jurásico Superior-Cretácico) al SE de la comuna, y Melipeuco (Mioceno) al Norte y Sur, además de cuerpos Intrusivos Hipabisales del Río Renaico y Cerro Mocho (Plioceno).

2.3.2. Rocas y depósitos volcánicos

El Volcán Lonquimay o Complejo Volcánico Lonquimay (CLV) lo conforman el estratovolcán Lonquimay (principal) junto a una cadena de centros adventicios de menor tamaño ubicados hacia el oriente, a lo largo de una fisura NE-SO denominada “Cordón Fisural Oriental” (Moreno & Gardeweg, 1989). Según criterios morfológicos y estratigráficos, Moreno & Gardeweg (1989) distinguen 5 unidades cronoestratigráficas:

- Unidad Lonquimay 1 (Pleistoceno Superior): corresponde a lavas andesíticas y basálticas que afloran discontinuamente en la base SE y NO del cono principal (Figura 2.3.), y a una secuencia volcánica estratificada subhorizontal de 400 m de espesor, que forma parte del cordón fisural. Los escasos afloramientos de esta unidad están cubiertos por secuencias posteriores y presentan intensa erosión glacial (Moreno & Gardeweg, 1989).
- Unidad Lonquimay 2 (Pleistoceno Superior-Holoceno temprano): emisiones postglaciales de lavas “aa” y piroclastos andesítico-basálticos. Forma gran parte del cráter del cono principal y de la ladera oriental, además incluye pequeños afloramientos de lavas andesítico-silíceas en la ladera NO del cordón fisural (Figura 2.3.). Subyace a depósitos morrénicos neoglaciales y a la unidad Lonquimay 3 (Moreno & Gardeweg, 1989).
- Unidad Lonquimay 3 (Holoceno Temprano): flujos de lava andesíticos, emitidos desde el cráter central y cráteres secundarios hacia los flancos NE y S del cono principal (Figura 2.3.). Las coladas son de tipo “aa” y de bloques, las cuales se encuentran bien conservadas, con erosión glacial incipiente sólo en la cima. Esta unidad se encuentra parcialmente cubierta por la Unidad Lonquimay 4 (Moreno & Gardeweg, 1989).
- Unidad Lonquimay 4 (Holoceno): coladas de lava muy bien conservadas, emitidas desde el cráter principal hacia los flancos O y N (Figura 2.3.). También forma parte de esta unidad una colada menor generada desde una cadena de cráteres menores en el flanco O. Los espesores de estas lavas alcanzan hasta 8 m en su frente (Moreno & Gardeweg, 1989).
- Unidad Lonquimay 5: coladas andesíticas tipo “aa” y de bloques de las erupciones históricas de 1853 y 1887-1889. Las lavas fueron emitidas del cráter principal como de una fisura ubicada en el flanco occidental del volcán (Figura 2.3.).

El Cordón Fisural Oriental (CFO, Figura 2.3.), comienza desde la base del estratovolcán Lonquimay en dirección SO-NE, hasta el Cerro Canasto. Está compuesto por domos, conos de piroclastos y lavas de composiciones andesítico-basálticas a andesítico-dacíticas. Según Moreno *et al.* (2012 en Gho, 2013) es posible diferenciar 6 subunidades: Volcanes Portezuelo (Holoceno); Conos, domos, lavas y cráteres de explosión (Holoceno); Lavas de bloques Río Lolco (Holoceno

histórico); Lavas de bloques Las Paramelas (Holoceno histórico); Lavas de bloques Diamante 1889 (Holoceno histórico); y Volcán Navidad (1988-1990) (Holoceno histórico). Se describe un segundo grupo de conos monogenéticos periféricos, compuesto por los volcanes: la Holandesa, Laguna Verde, Lolco, Caracol y Colli; todo ellos de actividad holocena y composición andesítico-basáltica (Moreno *et al.*, 2012 en Gho, 2013).

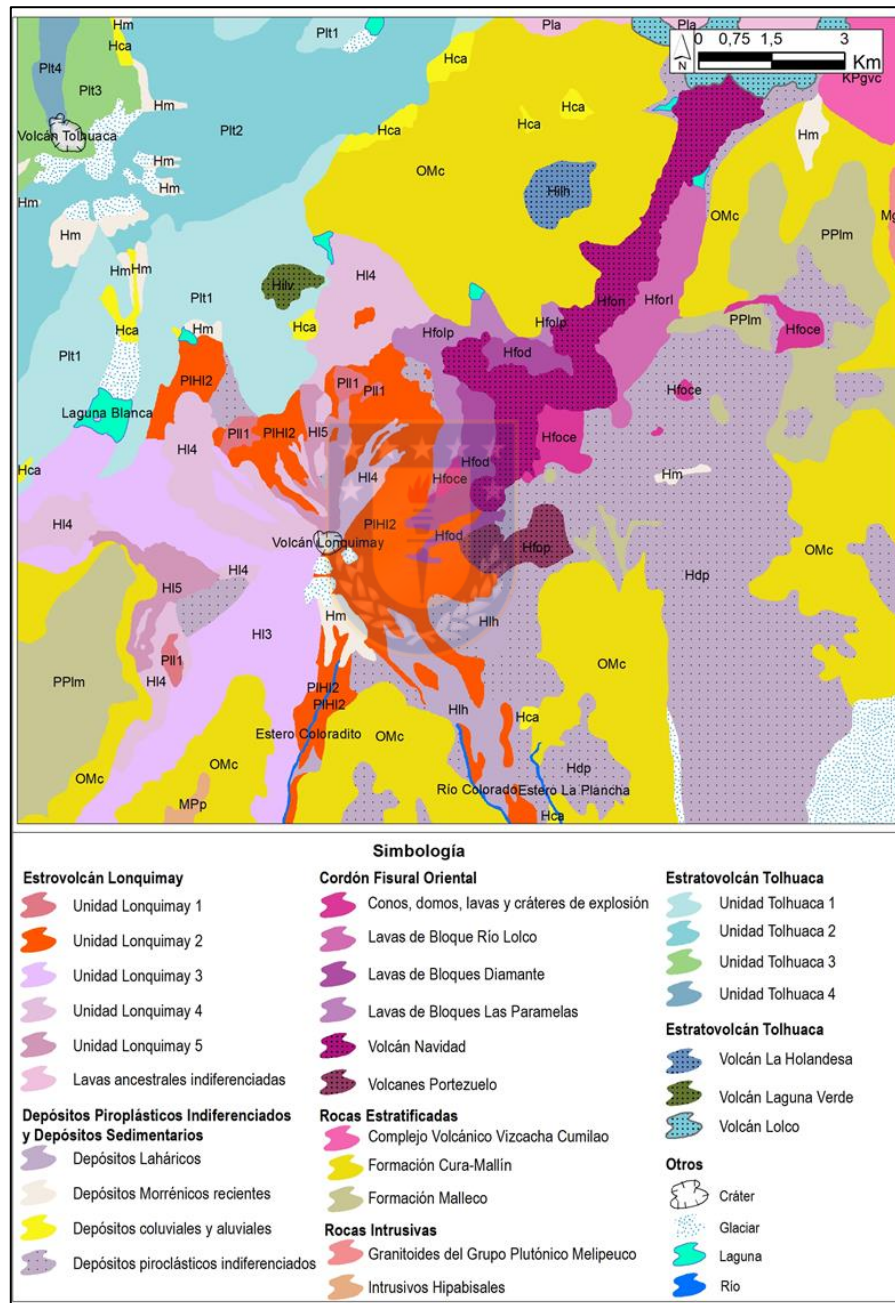


Figura 2.3. Mapa geológico del Complejo Volcánico Lonquimay.
Modificado de Moreno *et al.* (2012 en Bustamante, 2013).

2.3.3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica

2.3.3.1. Actividad prehistórica

De acuerdo a los trabajos de Polanco (1998) y Gilbert *et al.*, (2012), existe registro estratigráfico de, al menos, 25 erupciones explosivas del CVL ocurridas en los últimos 10.200 años AP, las cuales han generado depósitos piroclásticos que se encuentran expuestos de mejor manera hacia el sector E y SE del complejo volcánico a lo largo de los ríos Cautín, Naranjo y Lolco, los cuales componen parte de la Unidad de Depósitos Piroclásticos del CVL (Polanco, 1998).

Bustamante (2013) en base a los depósitos piroclásticos datados y caracterizados por Polanco (1998), correlaciona y define 3 erupciones holocenas explosivas (Tabla 2.5.): Depósitos de Caída La Negra (DCLN), Depósitos de Caída Pewenkura (DCPK) y Depósitos de Caída Manto Amarillo (DCMA). En ellas se describen parámetros importantes, como la altura de la columna eruptiva (H_T), volumen asociado e IEV.

Tabla 2.5. Parámetros eruptivos para los depósitos de caída generados hace Ka por el CVL.
Extraído y modificado de Bustamante (2013).

Erupción	Ocurrencia (AP)	Altura columna (km)	Volumen (km ³)	IEV
CLV-erupción La Negra	4.750-4.800	20,9	0,1	4
CLV-erupción Pewenkura	3.450-4140	19,3	0,2	4
CLV-erupción Manto Amarillo	3.450-3.100	23,2	0,3	4

2.3.3.2. Actividad histórica

En cuanto a las erupciones históricas (Tabla 2.6.), a pesar de que el registro de actividad del CVL es escaso, Moreno & Gardeweg (1989) y Polanco (2010) lograron hacer una recopilación bibliográfica de la cual se pudo obtener, con cierta certeza, las siguientes fechas de erupciones históricas y datos del estilo eruptivo:

- Febrero 1853: Volcán Lonquimay. Fuertes explosiones, proyección de materia piroclástico y derrames de lava.

- 24 de junio 1887-diciembre 1889: Cordón Fisural Oriental y Volcán Lonquimay (?). Violento ciclo eruptivo con proyección de material piroclástico y grandes emisiones de lavas de bloques.
- 4 de enero 1933: Volcán Lonquimay. Erupción de piroclastos.
- Febrero 1940: Volcán Lonquimay. Fumarola o emisión de piroclastos.
- 25 de diciembre 1988-5 de abril 1989: Erupción estromboliana con índices de explosividad volcánica que variaron entre 3-2, hasta 1 en algunos momentos de la erupción. Para esta erupción, los flujos de lava viscosa formaron coladas tipo bloque, la altura máxima que alcanzó la columna fue de 9.000 metros, que en general avanzó hacia el NE del volcán, y con el tiempo esta fue decreciendo. Otro fenómeno ocurrido durante la erupción, fue el desarrollo de un nuevo cono, el día 25 de diciembre, que los lugareños denominaron como “Navidad”. Bombas de hasta 4 m de largo (aprox. 5 t) fueron eyectadas hasta 500 m de distancia del cráter (Moreno & Gardeweg, 1989). Los piroclastos del tipo lapilli medio a ceniza fueron dispersados hacia el ESE por los vientos predominantes del cuadrante occidental y su volumen es del orden de $35 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Moreno & Gardeweg, 1989), lo que equivale a un volumen de magma de unos $26 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($70 \times 10^6 \text{ t}$).

Tabla 2.6. Actividad histórica del CVL (Extraída y modificada de Polanco, 2010). Δt : reposo en años; A: altura columna en metros; IEV: índice de Explosividad Volcánica. Se indica con “X” cuando se detectaron fenómenos de S: sismicidad, R: ruidos subterráneos, C: colada de lava y P: piroclastos.

Fecha erupción		Δt	Características eruptivas					
Inicio	Final		A(m)	IEV	S	R	C	P
12/1852	02/1853		>3000	3			X	X
02/06/1887	01/1890	34	>2000	2	X	X		X
04/01/1933	04/1933	43	>2000	2	X	X	X	X
02/1940		7	<1000					?
25/12/1988	24/01/1990	48	9000	3	X	X	X	X

2.4. Volcán Llaima

Corresponde a un estratovolcán compuesto por un edificio volcánico mixto y de tipo escudo, ubicado en la región de la Araucanía (72 km al O de Temuco) con una altura de 3.179 m s.n.m. y coordenadas 38°41'S-71°43'O. Sus productos eruptivos presentan una composición predominante basáltica a andesítica (Naranjo & Moreno, 1991). El registro eruptivo histórico va desde el año 1640 al año 2009, marcado por una actividad efusiva a explosiva de baja intensidad con 48 eventos documentados (Naranjo & Moreno, 2005). Las evidencias geológicas muestran que estas erupciones desarrollaron emisiones de coladas de lavas, formación de lahares, columnas eruptivas de hasta 12 km s.n.m. (Navarrete, 2017) en conjunto a proyección de piroclastos (Salas, 2014) y, ocasionalmente, la generación de flujos piroclásticos (Moreno & Naranjo, 2003).

2.4.1. Rocas del basamento e intrusivas

El volcán Llaima se edifica sobre un zócalo constituido por rocas cuyas edades fluctúan entre el Mioceno y el Pleistoceno. La unidad más antigua corresponde al Grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno), correspondiente a monzogranitos a subordinadas dioritas dispuestas en los alrededores del volcán Llaima. Sobre esta unidad (dispuestas en inconformidad) existen cadenas volcánicas del Plioceno-Pleistoceno, propias de la Formación Malleco, compuesta por secuencias volcánicas-continetales (lavas, rocas sedimentarias y volcanoclásticas); además de algunas estructuras volcánicas más modernas, como el Complejo Volcánico Sierra Nevada (Pleistoceno Medio-Superior?; Suárez & Emparán, 1997), conformado por un estratovolcán principalmente extinto en conjunto a sus productos lávicos basálticos-andesíticos.

2.4.2. Rocas y depósitos volcánicos

Naranjo & Moreno (2005) definieron dos unidades basales, Llaima Ancestral 1 y 2; tres fisurales, Llaima Fisural 1, 2 y 3; las generadas a partir del cráter principal, Llaima Cono Principal y Erupciones Históricas; y las secuencias piroclásticas Ignimbrita Curacautín y Secuencia Trufultuful (Figura 2.4.), las cuales se describen a continuación. Asimismo, se reconocen otras unidades actuales de origen fluvial, aluvial, lahárico, morrénico y de caída.

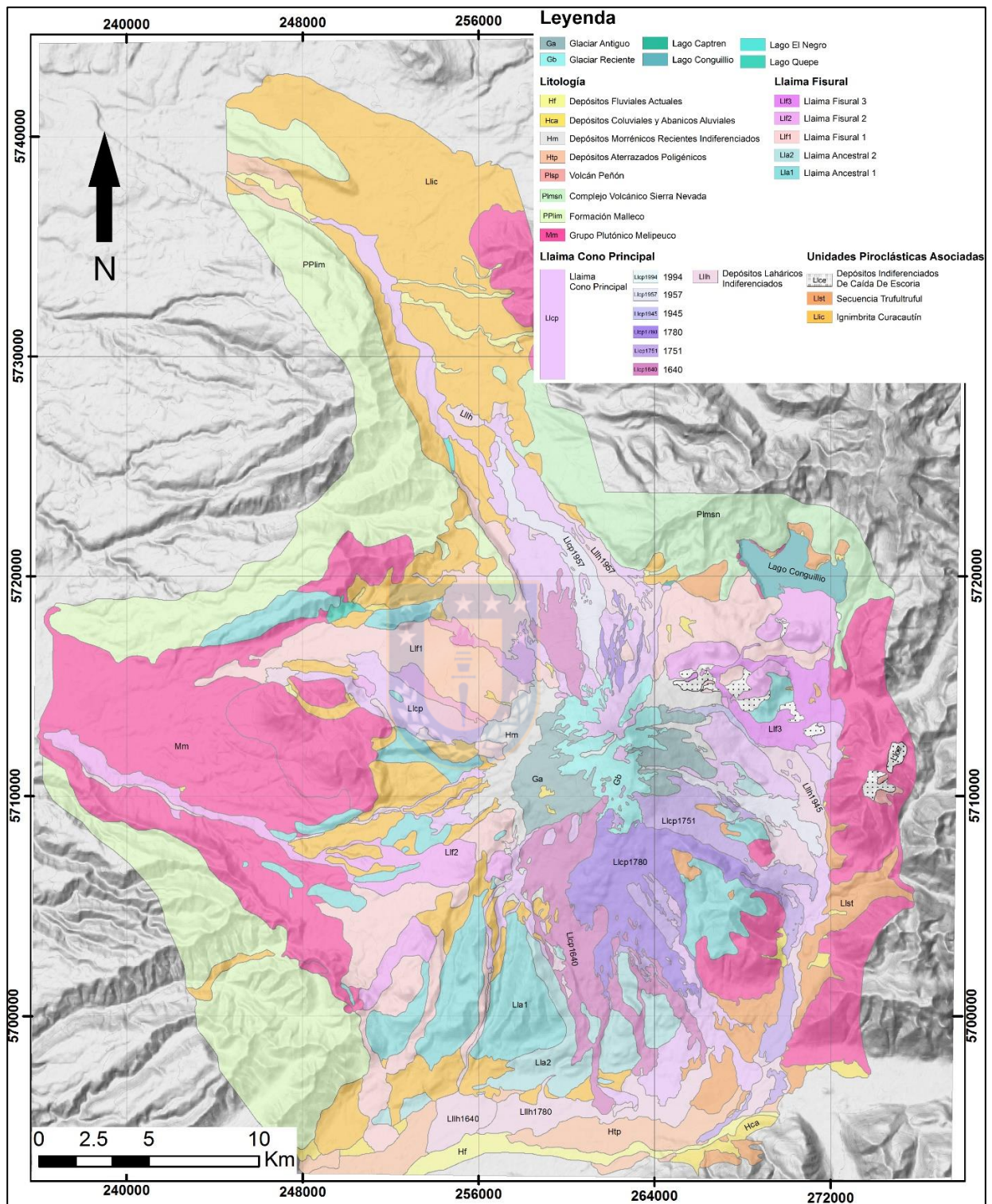


Figura 2.4. Mapa geológico del Volcán Llaima. Modificado de Naranjo & Moreno (2005).

- Llaima Ancestral (Pleistoceno ¿Medio?-Superior): conformada por las unidades Llaima Ancestral 1 y Llaima Ancestral 2, corresponden a lavas basálticas a andesíticas macizas, con intercalaciones brechozas e intrusiones de lacolitos. Se interpretan como relictos de una estructura volcánica primitiva y más extensa que el actual volcán Llaima, con lavas distribuidas en torno al volcán mostrando un manteo radial (Naranjo & Moreno, 2005). Se distingue un nivel más elevado y potente, cuyo espesor máximo alcanza unos 600 m (Llaima Ancestral 1), al cual se adosa un nivel topográficamente más bajo y joven (Llaima Ancestral 2), de hasta 300 m de espesor. Estas lavas yacen en inconformidad sobre el Grupo Plutónico Melipeuco, y concordantemente a la Formación Malleco (Naranjo & Moreno, 2005). Ambas secuencias estratificadas se distribuyen principalmente al S del volcán, formando las paredes del valle del Río Allipén (Naranjo & Moreno, 2005). Dataciones K-Ar en lavas fluctúan entre 68-60 Ka, indicando una edad Pleistoceno Superior (Naranjo & Moreno, 2005).
- Ignimbrita Curacautín (Pleistoceno Superior): depósito de flujo piroclástico compuesto por escoria y ceniza, de tamaños bombas, lapilli y cenizas de composición andesítica a basáltica, dispuesto de forma radial a los alrededores del Volcán Llaima, constituyendo el suelo de fundación de la ciudad de Curacautín. Estos depósitos sobreyacen a las unidades ancestrales y al basamento del volcán, y a su vez, infrayacen a las unidades fisurales y del cono principal. Se distribuye principalmente al Oeste del Llaima (Figura 2.4.), alcanzando la ciudad de Temuco (100 km al O). Su potencia máxima es de 52 m en el sector del Lago Quepe, disminuyendo a 0,5 m en los sectores más distales, con un volumen estimado en 24 km³ (Naranjo & Moreno, 1991). Dataciones en ¹⁴C de madera carbonizada, otorgan edades entre 13.460-12.760 años AP (comienzos del postglacial), generada por una erupción vinculada a la caldera que actualmente estaría cubierta por el cono principal (Naranjo & Moreno, 1991).
- Secuencia Trifultriful (Holoceno-Histórico): Naranjo & Moreno (1991, 2005) la describen como una sucesión estratificada holocena compuesta por depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleada, propias de erupciones explosivas del volcán Llaima. Esta unidad sobreyace a la Ignimbrita Curacautín, al Grupo Plutónico Melipeuco y a las unidades ancestrales del

Llaima. La Secuencia Trifultriful se dispone principalmente al E y SE del volcán (Figura 2.4.), debido a la dispersión producida por los vientos prevalecientes. A lo largo del valle del Río Trifultriful y sus tributarios, la sucesión muestra un registro que alcanza una potencia máxima de 35 m, en el que Naranjo & Moreno (2005) distinguen, 40 niveles de caída de escorias, 2 niveles de caída de pómez y 25 niveles de flujos u oleadas piroclásticas. Dataciones en ^{14}C de madera carbonizada, obtenidos directamente de los niveles de flujo y oleada, indican edades entre 10.530-280 años AP. Los niveles de caída más jóvenes han sido asociados a ciclos efusivos de erupciones históricas. Los depósitos de caída, sugieren un predominio de erupciones estrombolianas a subplinianas durante el desarrollo de esta unidad (Naranjo & Moreno, 2005).

- Llaima Cono Principal (Holoceno-Histórico): lavas de composición basáltica y andesitas basálticas porfídicas (de olivino, piroxenos y plagioclasas; Naranjo & Moreno, 2005), que han construido la estructura cónica del edificio volcánico, siendo emitidas tanto desde cráteres del cono principal como fisuras de los flancos altos del volcán (Figura 2.4.). Sus lavas más antiguas sobreyacen a la Unidad Llaima Fisural 2, y las más jóvenes han sido emitidas durante erupciones históricas. Estas lavas tipo “aa” han fluido radialmente alrededor del volcán, alcanzando distancias que sobrepasan los 27 km desde el centro de emisión. Dataciones en ^{14}C en carbones bajo las coladas entregan edades de 1.160-410 años AP, pero al ser obtenidas en productos superficiales y, ya que no existen dataciones de las coladas más antiguas, se infiere que la edad máxima de la unidad se extiende hasta el límite superior de la Unidad Llaima Fisural 2, de 2.940 años AP (Naranjo & Moreno, 2005).

Dentro de la unidad Llaima Cono Principal se han identificado seis subunidades correspondientes a las Erupciones históricas, tratadas más adelante.

- Llaima Fisural (Holoceno): compuesta por tres unidades estratigráficamente sucesivas denominadas Llaima Fisural 1, Llaima Fisural 2 y Llaima Fisural 3, que se distribuyen en el flanco NE y O del volcán (Figura 2.4.). Está conformada por conos piroclásticos de escorias, en parte erosionados, y coladas de lava de tipo “aa”, de composición andesítica a andesítica-basáltica, con textura afanítica a porfídica (Naranjo & Moreno, 2005). Según

Rodríguez (2015), los centros de emisión se encuentran distribuidos formando lineamientos con tendencia NE-SO a E-O. Las lavas han descendido hacia los sectores NE, NO y SO del volcán Llaima, alcanzando distancias de hasta 20 km, y son las responsables de haber embalsado los lagos Conguillío, Verde y Arcoíris. Se observa que yacen concordantes sobre la Ignimbrita Curacautín y la Secuencia Trifultruful (Naranjo & Moreno, 2005). Dataciones en ^{14}C obtenidas en madera carbonizada, entregan edades entre 3.440-2.940 años AP para Llaima Fisural 1, 2.949-770 años AP para Llaima Fisural 2, y de 320 años AP para Llaima Fisural 3 (Naranjo & Moreno, 2005).

2.4.3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica

2.4.3.1. Actividad prehistórica

El volcán Llaima se encuentra activo desde el Pleistoceno ¿Medio?-Superior (Naranjo & Moreno, 1991, 2005), comenzando la construcción del primer edificio volcánico de forma efusiva. No obstante, hace aproximadamente 13-13,5 Ka habría colapsado parcialmente el edificio ancestral generando probablemente, una caldera de 5-8 km de diámetro en conjunto a depósitos ignimbíticos, pómez de caída y oleadas mediante erupciones plinianas, actividad explosiva que se extendería hasta los 7.200 años AP (Naranjo & Moreno, 2005).

El inicio de esta etapa explosiva comenzó con la erupción de la Ignimbrita Curacautín, la cual cubrió un área de 2.200 km² con un volumen estimado en 24 km³. Con posterioridad y cercano a los 8.800 años AP, una gran erupción pliniana generó un depósito de pómez dacítica, con un volumen de 4 km³ disperso por más de 2.000 km² al SE (Naranjo & Moreno, 2005). La columna eruptiva habría alcanzado unos 40 km de altura (Naranjo & Moreno, 1991), y luego por colapso, habría generado violentas oleadas piroclásticas. Mas tarde, una nueva oleada piroclástica se habría generado, de similar composición y distribución, con una edad mínima de 7.240 años AP (Naranjo & Moreno, 1991). Posterior a esta actividad, el macizo continuó de forma explosiva, pero menos intensa (hasta 3-4 Ka AP), lo que se evidencia con una variación composicional de los piroclastos dentro de la Secuencia Trifultruful, desde andesíticos y dacíticos a andesitas basálticas (Naranjo & Moreno, 2005).

A continuación, una nueva etapa efusiva continuaría posterior a los 3 Ka AP, acompañado de emisiones de lavas (Llaima Fisural y Llaima Cono Principal) y piroclastos de composición andesítico-basáltica. En esta etapa tuvo lugar la evolución del cono actual del volcán, con sus 2 cimas y productos piroclásticos registrados en la parte superior de la Secuencia Trifultriful (Naranjo & Moreno, 1991, 2005).

2.4.3.2. Actividad histórica

En cuanto a su actividad histórica, y a partir de la gran erupción del año 1640, la actividad se ha mantenido efusiva a explosiva de baja intensidad y ha generado coladas y piroclastos escoriáceos de composición basáltica y andesítico-basáltica (51,8-55,7% SiO₂), las que revelan erupciones predominantemente estrombolianas con fases subplinianas, como también algunas de tipo hawaiano. Estas erupciones se han desarrollado sobre los flancos y cráteres de ambas cimas (Naranjo & Moreno, 2005). Según Petit-Breuilh & Lobato (1994), el volcán Llaima debió presentar al menos 20 erupciones en cada siglo. En el registro histórico que se tiene de las erupciones asociadas a este estratovolcán es a contar del año 1640, y consiste en alrededor de 50 erupciones (Tabla 2.7.), de las cuales en a lo menos 40 eventos se generan columnas de gases y cenizas acompañadas de eyección de piroclastos (Naranjo & Moreno, 2005). Las erupciones usualmente son acompañadas por coladas de lava, formación de lahares, proyección de piroclastos y ocasionalmente flujos (SERNAGEOMIN, 2019).

Tabla 2.7. Resumen de la actividad histórica del volcán Llaima. Modificada de Petit-Breuilh & Lobato (1994).

N°	Fecha de Inicio Año/Mes/Día	Fecha de Término Año/Mes/Día	RS	SV	EX	GC	EP	FL	FP	LH	AR	DR	H (km s.n.c.)	IEV
1	1640/02/3		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		4
2	1751/12/14-18		-	-	X	X	X	X	-	-	-	-		2
3	1759/12		-	-	X	-	-	-	-	-	-	-		2
4	1780-90		-	-	X	X	X	X	X	X	X	-		?
5	1822		-	-	X	X	-	-	-	-	-	-		2
6	1852	1853	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		2
7	1862		-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		2
8	1864		-	-	X	X	X	-	-	-	-	-	5-6	2
9	1866		-	-	X	X	X	-	-	-	-	-	4-5	2
10	1869/04		-	-	X	?	?	-	-	-	-	-		?

Continuación Tabla 2.7.

11	1872/06/06		-	-	X	X	-	?	-	-	-	-	4-5	2
12	1875	1876	-	-	X	X	X	X	-	X	X	X		2
13	1877/01/17		-	-	X	?	?	-	-	-	-	-		?
14	1883		-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		1-2
15	1887/01/16	1887/06/24	-	X	X	X	X	-	-	-	X	-		2
16	1889/04/20	1889/07	-	X	X	X	X	-	-	-	-	-		2
17	1892/04/06	1892/04	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		2
18	1893/12		-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		1-2
19	1894/03	1894/12	-	X	X	X	X	-	-	-	-	-		1
20	1895	1896	-	-	X	X	X	X	-	X	X	-	4-5	2
21	1903/05/04	1903/05/14	-	-	X	X	X	X	-	-	-	-		2
22	1907/03/08	1908/03	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		2
23	1912		-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		1-2
24	1914/07/03		-	-	X	X	X	-	-	-	-	-		1-2
25	1917/02/04		X	-	X	X	X	-	-	-	-	-		1-2
26	1922/10/24		-	X	X	X	X	-	-	-	-	-		2
27	1927/10/05	1927/12/05	-	X	X	X	X	X	-	-	-	-	4-5	2
28	1929		-	-	X	X	X		-	-	-	-		2
29	1930/07/06	1930/08/20	X	-	X	X	X	?	-	-	-	-		2
30	1932/12/31	1933/01/05	X	-	X	X	X	-	?	X	X	-	10	2
31	1937/02/10	1937/11/02	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-		?
32	1938/12		-	-	X	-	-	-	-	-	-	-		?
33	1941/06/23		-	-	X	-	-	-	-	-	-	-		?
34	1942/06/09	1942/11	X	-	X	X	X	-	-	-	-	-		2
35	1944		-	-	?	?	?	X	-	-	-	-	3-4	2
36	1945/03/31	1945/04/03	-	-	X	X	X		?	X	-	-		2
37	1946/07/23	1947	-	-	X	X	X	X	-	X	X	X		?
38	1949/09		-	-	X	X	X	X	-	-	-	-		1-2
39	1955/10/22	1955/10/22	-	-	X	X	X	X	-	-	-	-		2
40	1956/01/18	1956/10/11	X	X	X	X	X	X	-	X	X	-	3	1-2
41	1957/01/14	1957/11	X	X	X	X	X	X	-	X	X	-	12	2-3
42	1964		-	-	X	X	X	X	-	-	-	-		1-2
43	1971/11	1972/03/12	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-	1,5	2
44	1979/10/15	1979/11/28	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	1-2	2
45	1984/04/20	1984/11/26	-	-	X	X	X	-	?	-	-	-	6	1-2
46	1990/02/25	1990/11/25	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-	1	1-2
47	1994/05/17	1994/05/19	X	X	X	X	X	X	-	X	X	-	4	2
48	1994/08/25	1994/08/30	X	-	X	X	X	-	-	-	-	-	3,7	1-2
49	2003/04/09	2003/04/11	X	-	X	X	X	-	-	-	-	-	3,0	1-2
50	2007	2009	-	X	X	X	X	X	X	X	X	-	8	3

Nota: RS: ruidos subterráneos; SV: sismos volcánicos; EX: explosiones cráter central; GC: columna cenizas y gases; EP: eyección de piroclastos; FL: flujo de lava; FP: flujo piroclástico; LH: flujos laháricos; AR: aumento caudal ríos; DR: derrumbes en cráter; IEV: índice de explosividad volcánica. H: altura columna sobre nivel del cráter.

Entre 1640, año de la primera erupción documentada para el volcán Llaima, y 2007-2009, año de su última erupción, se han registrado 50 casos. De acuerdo a los datos geológicos y antecedentes recabados, las erupciones de mayor magnitud, importancia o notoriedad se detallan a continuación:

- 1640: es la erupción histórica más grande conocida, la cual presentó actividad precursora. La erupción mostró eyección de piroclastos, gases sulfurosos y lahares calientes, que bajaron por el Trifultruful, afectando los ríos Allipén y Toltén. Adicionalmente, se produjeron derrumbes en los cerros cercanos e inundaciones (Ovalle, 1646; Rosales, 1877 en Navarrete, 2017).
- 1751: presentó actividad en los dos cráteres del volcán. En el cráter principal produjo emisión de piroclastos y una columna eruptiva, mientras que en el sector Sur presentó emisión de lava fisural hacia Melipeuco por el valle Trifultruful (Havestadt, 1777; Moreno & Naranjo, 1991, en Navarrete, 2017).
- 1875: erupción violenta en el cráter principal, mientras que a fines de 1875 e inicios de 1876, dio cabida para la etapa paroxismal de la erupción. Presentó columna de gases y ceniza, pluma que afectó ~138 km a la redonda, flujos de lava, lahares y derrumbes del cono hacia el Norte. Modificación significativa del edificio volcánico, adquiriendo una hendidura en su cima (Fonk, 1888; Subercaseaux, 1889; Martin, 1901, en Navarrete, 2017).
- 1903: registro de esta erupción se encuentran en el flanco Sur del volcán, la cual presentó explosiones, eyección de piroclastos y una columna de gases y ceniza. Se formaron coladas de lava observables desde Temuco. Esta erupción también modificó parte del edificio volcánico, con la aparición de un nuevo cráter en el flanco Sur, cerca del Pichi Llaima (Martin, 1923; Jaggar, 1925, en Navarrete, 2017).
- 1927: actividad explosiva. Según declaraciones, se observó poca caída de ceniza. En el cráter principal, se formó una densa columna de gases y piroclastos de varios km. Se depositó una cubierta de ~20 cm de espesor sobre el hielo del glaciar en el lado S con una escoria negra (vítrea) de tamaño ceniza a lapilli, la cual se puede apreciar en el sector de

lago Verde y el lado Norte del volcán. (Boletín Del Servicio Sismológico de la Universidad De Chile, 1929; Diario El Correo de Valdivia, 1927; Sapper, 1927; Valderrama, 1927; Jaggar, 1929; Stone & Ingerson, 1934; Stone, 1935; en Navarrete, 2017).

- Periodo 1944-1946: erupción violenta. Formación de una columna eruptiva de piroclastos y vapor de agua de aprox. 3-4 km sobre el cono. Eyección de piroclastos, flujos de poco alcance junto a lahares. El 2 de abril se produjo una gran explosión, formando una columna densa de piroclastos. (Diario El Correo de Valdivia, 1945; Diario La Nación, 1945; en Navarrete, 2017).
- Periodo 1955-1957: inició con una fase explosiva, la que dio paso al derretimiento de nieve. Se generó una colada de lava de 1.200 m de longitud. Producto del viento puelche (desde cordillera a costa), el eje de la pluma estaba orientado hacia Cherquenco (Diario Austral de Temuco, 1955; Hantke, 1959; Casertano, 1963; en Navarrete, 2017). En 1956 hubo un muerto en esta ocasión, atrapado por un lahar. Presentó explosiones y emisión de lava por ambos cráteres, una columna eruptiva que alcanzó hasta 3 km sobre la cima, con dirección NNE. Fueron eyectadas bombas tipo *spatters*, cayendo dentro del cráter (Diario Austral de Temuco, 1956; Hantke, 1956; en Navarrete, 2017).
- 1994: el volcán Llaima presentó un primer episodio a mediados de mayo, y un segundo episodio entre el 25 y 30 de agosto (Navarrete, 2017). i) Erupción estromboliana a subpliniana de IEV 2, con un fuerte componente freático (Moreno & Fuentealba, 1994), junto a lahares. La columna eruptiva estuvo compuesta de gases, piroclastos y vapor, alcanzó los 4 km de altura sobre la cima del volcán. La pluma de ceniza tuvo una orientación NE, hacia las localidades de Cruzaco-Paso Icalma (Navarrete, 2017), alcanzó una distancia de 300 km, generando depósitos en un área elíptica de 37.680 km² aprox. (Delpino *et al.*, 1994 en Navarrete, 2017). Moreno & Fuentealba (1994) realizaron un análisis de los depósitos de ceniza en las áreas afectadas (Tabla 2.8.). ii) Según Global Volcanism Program (2013), el 25 de agosto, la erupción aumentó en intensidad, expulsando gases y tefra incandescente hasta unos 500 m por encima de la cumbre. A finales del mes se formaron columnas de 300-800 m sobre el cráter las que se dispersaron a más de 80 km en dirección SE (Navarrete, 2017). Las emisiones piroclásticas se reactivaron, descargando una columna

continúa a 1 km por encima del cráter con explosiones cada 5 segundos (IEV 2) (Global Volcanism Program, 2013), la que posteriormente alcanzaría alturas oscilantes entre 2 y 3,7 km sobre el cráter (Navarrete, 2017). Hubo puentes y caminos cortados, además el cementerio de Cherquenco fue cubierto parcialmente por depósitos laháricos.

Tabla 2.8. Análisis de depósitos de cenizas, erupción de 1994 del volcán Llaima (Moreno & Fuentealba, 1994 en Navarrete, 2017).

Localidad	Observación
Trufultruful	evidencia de ceniza (grosor <1mm)
Laguna Verde, 3 km S	evidencia de ceniza (grosor <1mm)
Laguna Verde, 3,5 km S	lapilli (grosor= 25mm)
Coyamento Grande	evidencia de ceniza (grosor=1mm)
Icalma	cubierta de ceniza (grosor=1mm)
Casas Cruzaco	caída de ceniza gruesa a lapilli fino (tamaño máx.=4mm; grosor=10 mm)
Zapala (Argentina)	cubierta de ceniza fina (grosor >1 mm)

- Periodo 2007-2009: El 26 de mayo de 2007 se inició un nuevo ciclo eruptivo, el que se prolongó hasta junio de 2009 (Salas, 2014). Presentó diferentes fases, cuyos estilos incluyeron erupciones estrombolianas y hawaianas (IEV 3-1), con producción de piroclastos y balísticos, con columnas de 7-11 km s.n.m. dispersas hacia E, NE y SE, y lavas basálticas tipo “aa” de extensión máxima de 12,5 km (Moreno *et al.*, 2009). Depósitos de cenizas de 11 cm se reconocen a 7 km del cráter (Salas, 2014). Este nuevo ciclo se caracterizó por concentrar la actividad en el cráter principal y en centros de emisión menores en el flanco E y NE del volcán, las primeras fueron fuente de explosiones piroclásticas con desarrollo de flujos y las segundas generaron chorros de lavas clastogénicas (Moreno *et al.*, 2009). Este ciclo eruptivo presentó una primera erupción paroxismal de tipo estromboliana que comenzó el 01 de enero de 2008, la que duró alrededor de 15 h con actividad energética, y la segunda de mayor envergadura, iniciada el 3 de abril de 2009 de tipo estromboliana vigorosa, con una duración de 80 h.

2.5. Volcán Villarrica

El volcán Villarrica corresponde a un estratovolcán activo, de coordenadas 39°25'S-71°56'O. Presenta un cono por lo general cubierto de nieve al lado NO de una caldera elíptica de

6,5x4,2 km que se creó durante el Pleistoceno tardío (~95 Ka, Moreno *et al.*, 1994; Clavero & Moreno, 2004). Su cima se eleva a 2.847 m s.n.m. y el cráter presenta por lo general una actividad fumarólica continua, que en su fondo presenta un lago de lava permanente y algunas veces forma conos piroclásticos (Moreno & Clavero, 2006). La cima y el interior de la caldera están cubiertos por un glaciar con un volumen aproximado de 1,17 km³ (equivalente en agua, Rivera *et al.*, 2014). La composición predominante de lavas y depósitos piroclásticos es basáltica a andesita-basáltica (Moreno *et al.*, 1994; Moreno & Clavero, 2006). Los registros históricos señalan que ha habido 59 erupciones (Bono, 2014) desde el cráter principal o fisuras desde 1558 hasta 1984 (última actividad registrada en marzo de 2015), lo que lo convierte en el volcán más activo de los Andes (Petit-Breuilh, 1994; Petit-Breuilh & Lobato, 2004). Según detalla Flores (2014), se registran hasta 76 eventos (fisurales y cráter principal), en su mayoría estrombolianos con emisión de piroclastos y en algunos casos, columnas de hasta 10.000 m de altura. La última actividad del 2015 generó una columna eruptiva de ~10,8-12 km s.n.m. (Romero *et al.*, 2018) con caída de piroclastos hasta 100 km de la fuente (San Martín de los Andes, Argentina; según Bertin *et al.*, 2015).

2.5.1. Rocas del basamento e intrusivas

El volcán Villarrica se dispone sobre un basamento compuesto de rocas estratificadas y plutónicas (Moreno & Clavero, 2006). Dentro de estas encontramos afloramientos de cuarcitas, filitas y gneises al NE de Licán Ray, descrito como el Basamento Metamórfico (Paleozoico-pre Carbonífero) o también interpretado como parte del Complejo Metamórfico Trafún, según Campos *et al.* (1998 en Flores, 2014), sobre el cual se disponen en forma limitada lutitas, areniscas y ortoconglomerados correspondientes a la Formación Panguipulli (Triásico Superior); la unidad informal Estratos de Pino Huacho (Oligoceno-Mioceno; Moreno & Clavero, 2006) compuesta por rocas volcanoclásticas estratificadas que afloran al O, N y S del volcán y se encuentran afectadas por metamorfismo de contacto; los Estratos de la Península de Pucón (Mioceno; Moreno, 1993 en Castruccio, 2008), como lavas, aglomerados y brechas estratificadas dispuestas horizontalmente; y sobre los Estratos de Pino Huacho se disponen en discordancia angular los Estratos de Huincacara (Plioceno Superior-Pleistoceno), definidos informalmente (Moreno & Clavero, 2006) como una secuencia volcanoclásticas de conglomerados y brechas piroclásticas. Las rocas plutónicas se presentan en distintos afloramientos y son definidos según sus edades y litología. Al SO de Licán

Ray, se encuentran granitos, granodioritas, y tonalitas (Moreno & Clavero, 2006) asignados al Carbonífero Superior-Pérmico; Moreno & Clavero (2006) definen un segundo grupo predominante de tonalitas de edad Cretácico, reconocida al E y SE del volcán Villarrica en la zona de Liquiñe por Lara & Moreno (2004 en Flores, 2014); finalmente, un tercer grupo de edad Mioceno compuesto de dioritas, tonalitas y granodioritas (Moreno & Clavero, 2006), presenta una mayor distribución areal y se disponen al N, S y E del volcán.

2.5.2. Rocas y depósitos volcánicos

Los productos del volcán Villarrica han sido agrupados en tres unidades: Villarrica 1, 2 y 3 (Figura 2.5.), junto a centros adventicios son descritos según rasgos estratigráficos, geomorfológicos, estructurales y geocronológicos (Flores, 2014; Bono, 2014).

- Unidad Villarrica 1 (Pleistoceno Medio-Superior): consiste en una sucesión de lavas, brechas volcanoclásticas (laháricas y piroclásticas), aglomerados, algunas tobas ignimbríticas de composición basáltica a andesítica, junto a intrusiones de diques dacíticos, lacolitos y pequeños domos (Clavero & Moreno, 2004), con una potencia de 500 m (lavas de 1-15 m y lahares de hasta 5 m; Moreno & Clavero, 2006). Aflora en las partes bajas de los flancos del volcán (Figura 2.5.), principalmente hacia E, SE y N (Clavero & Moreno, 2004). Esta unidad sobreyace inconformemente a los granitoides Mioceno (Munizaga *et al.*, 1988 en Flores, 2014) y rocas volcanoclásticas Cenozoicas. Moreno & Clavero (2006) han dividido esta unidad en dos subunidades separadas por un evento eruptivo mayor que generó el colapso parcial del edificio construido en la primera etapa. Ésta corresponde a la construcción del edificio ancestral del volcán, el que habría comenzado hace unos 600 Ka hasta la formación de una primera caldera hace 100 Ka (Moreno & Clavero, 2006). Se inicia con la emisión de lavas basálticas a andesítica-basálticas, acompañadas de brechas piroclásticas, tanto de caída como de flujo, y de numerosos depósitos laháricos (Flores, 2014). Las lavas y depósitos de esta unidad se encuentran muy afectados por erosión glacial y por un colapso que generó una caldera de unos 6,5x4,2 km de diámetro (Caldera 1; Moreno & Clavero, 2006).

Post Caldera 1, comienza una segunda etapa de construcción del edificio ancestral, la que se inicia con la formación de domos dacíticos (95 Ka daciones en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y la inyección de filones y diques de misma composición (Clavero & Moreno, 2004; Moreno & Clavero, 2006). En el flanco occidental bajo, aflora una secuencia de piroclástica muy alterada (argilizada), asignados a la parte superior de esta unidad. Dentro de la secuencia se reconoce depósitos piroclásticos de flujo (al menos 8 niveles, 30-2 m espesor) y de caída (al menos 6 niveles, hasta 30 cm espesor). Esta etapa, de acuerdo a dataciones en ^{14}C presentadas por Gaytán *et al.* (2005 en Moreno & Clavero, 2006) realizadas en secuencias piroclásticas altas se extiende hasta los 13,9 Ka, lo que sumado a otros antecedentes presentados por Moreno & Clavero (2006), sugieren que el volcanismo en esta época está comprendido, al menos, entre los 95 y 13,9 Ka, es decir, previo y durante la glaciación Llanquihue, y que la actividad fue tanto efusiva como explosiva (Clavero & Moreno, 2004; Gaytán *et al.*, 2005, 2006, en Moreno & Clavero, 2006).

- Unidad Villarrica 2 (Pleistoceno Superior-Holoceno): corresponde a una sucesión de depósitos piroclásticos, laháricos y lavas emitidos desde los 13.850 años AP (Ignimbrita Licán) hasta los 3.700 años AP (Ignimbrita Pucón). La Ignimbrita Licán corresponde a un gran evento explosivo de composición andesítico-basáltica, que habría generado un colapso caldérico (formando la Caldera 2), cubriendo más de 1.000 km² en todos los flacos del volcán (Figura 2.5.), con un volumen de 10 km³ (Clavero, 1996 en Castruccio, 2008). Restos carbonosos dieron edades de 14.320-13.690 años AP. Posteriormente, una serie de erupciones tranquilas y explosivas fueron producidas, tanto por el conducto central como por conos piroclásticos parásitos (Flores, 2014). Se suceden nuevos flujos piroclásticos, depósitos de caída y flujos de lava, principalmente de composición basáltica a andesítica (Moreno & Clavero, 2006).

El fin de la Unidad Villarrica 2 está determinado por una violenta erupción que provocó el colapso de este estratovolcán, en conjunto a una serie de flujos piroclásticos que dieron origen a la Ignimbrita Pucón, provocando el colapso parcial del edificio volcánico, lo que generó una nueva caldera (Caldera 3). La Ignimbrita Pucón cubre una superficie de 400-500 km², con un volumen estimado de 4-5 km³ (Clavero & Moreno, 1994; Moreno &

Clavero, 2006). Restos carbonizados datan entre 3.580-3.740 años AP. Los productos de esta unidad se disponen en discordancia de erosión (acción glacial en general) sobre lavas y depósitos piroclásticos de la Unidad Villarrica 1, y sobre depósitos glaciales de la Glaciación Llanquihue (Moreno & Clavero, 2006).

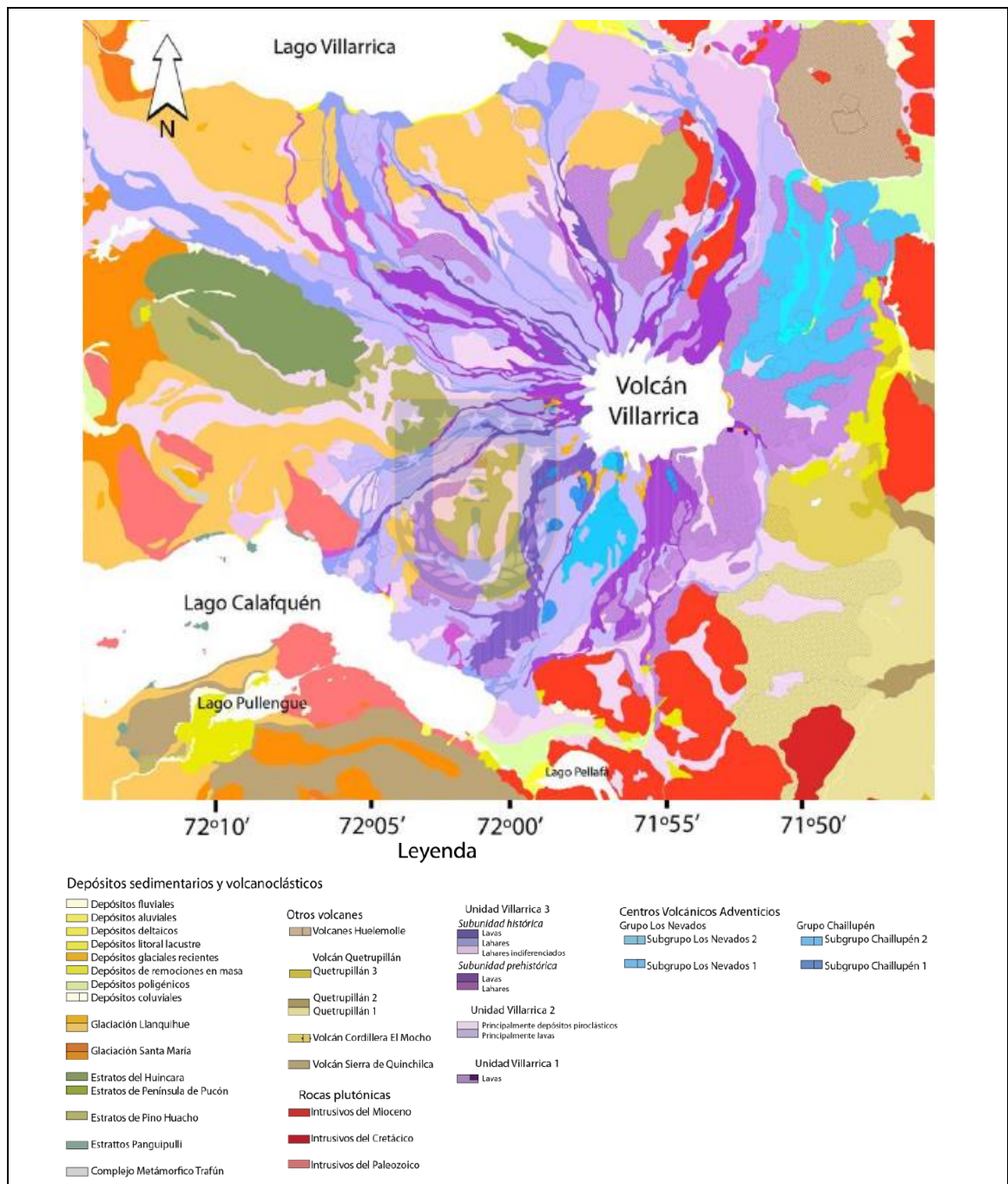


Figura 2.5. Mapa geológico simplificado del Volcán Villarrica. Modificado de la carta geológica de Moreno & Clavero (2006), tomado de Bono (2014).

- Unidad Villarrica 3 (Holoceno tardío): corresponde al cono actual, de unos 450 m de altura edificados sobre la caldera más joven (Caldera 3, 2.400 m s.n.m.) y sus productos asociados (Castruccio, 2008). Está conformada por lavas tipo “aa” y *pahohoe* de composición basáltica a andesítico-basáltica, al igual que depósitos piroclásticos de flujo, oleada y de caída, y depósitos laháricos generados por erupciones estrombolianas a subplinianas (Clavero & Moreno, 2004; Moreno & Clavero, 2006) distribuidos por los flancos del volcán (Figura 2.5.). A esta unidad pertenecen, además, 53 erupciones históricas (Petit-Breuilh, 2004 en Flores, 2014).

En los flancos del volcán Villarrica se reconoce cerca de 30 centros volcánicos adventicios (conos de piroclastos y lavas) de composición andesítico-basáltica que se pueden reunir en 2 grandes grupos (Figura 2.5.; Moreno & Clavero, 2006): Los Nevados, ubicados sobre la unidad Villarrica 1; y Chaillupén, ubicado sobre la unidad Villarrica 2. Los centros adventicios Los Nevados están localizados entre 5,5-10 km al ENE del cono actual del volcán Villarrica y están controlados por una fisura principal N60°E (Moreno & Clavero, 2006). Los centros adventicios de Chaillupén están ubicados hacia el S y SO del volcán, controlados por 3 fisuras radiales de orientación N20°O, NS y N35°E.

2.5.3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica

2.5.3.1. Actividad prehistórica

El volcán Villarrica comenzó a edificarse en el Pleistoceno Medio (hace 600 Ka), a través de erupciones efusivas y explosivas, que generaron lavas y depósitos piroclásticos de composición predominantemente andesítico-basáltica (Moreno & Clavero, 2006). La primera etapa (Unidad Villarrica 1, sección basal) se extendió hasta los 170 Ka, aunque los datos geocronológicos no permiten asegurar la continuidad de la actividad (Moreno & Clavero, 2006). Posterior al colapso que genera la primera caldera del macizo (hace 100 Ka), la actividad volcánica se retoma con la formación de domos, diques y filones dacíticos. Entre los 41 Ka y, poco antes de un segundo

colapso calderico, el volcán continuó con una activada explosiva, acompañando de flujos piroclásticos de gran volumen y dispersión de tefra hacia el Oeste (Moreno & Clavero, 2006).

En el periodo postglacial (<14 Ka), el macizo presenta un comportamiento altamente explosivo (Costantini *et al.*, 2011), y con ello la producción de flujos piroclásticos y depósitos de caída desde el cráter central y conos en sus flancos (Clavero & Moreno, 2004). Esta actividad postglacial está marcada por extensos depósitos bien preservados, generados por las erupciones Licán (13,8 Ka), Pucón (3,6 Ka) y Chaimilla (~3,1 Ka; Toloza & Moreno, 2015). La Ignimbrita Licán está compuesta por una serie de depósitos de flujo, oleada y de caída (15 cm espesor), con un volumen estimado de 10 km³ dispersos en más de 1.000 km² (Moreno & Clavero, 2006); marca el inicio de la Unidad Villarrica 2, generando un nuevo colapso calderico (caldera 2). La Ignimbrita Pucón correspondería a los productos generados por un evento violento pliniano-vulcaniano (Moreno & Toloza, 2015), el cual genera una tercera caldera y una serie de depósitos piroclásticos, principalmente de flujo y oleada y, en menor porción de tefra; esta última de composición escoriácea (eventos pliniano [0,8]+vulcaniano [0,6]=1,4-1,7 km³) asociada a una columna del orden de 30-40 km, dispersa en un área >2.000 km² (Moreno & Toloza, 2015). Por su parte, la erupción Chaimilla (~3,1 Ka AP) produjo depósitos piroclásticos de flujo y de caída mayormente, expuestos en un área de 250 km² en el flanco Norte del edificio, con un volumen acumulativo de ~0,5 km³, asociado a IEV 2 a 4 (Costantini *et al.*, 2011).

2.5.3.2. Actividad histórica

La actividad eruptiva histórica (Tabla 2.9.) del volcán Villarrica ha sido principalmente de tipo hawaiana, freatomagmática, vulcaniana y estromboliana (Moreno, 1993). Según Petit-Breuilh (2004), entre los años 1558 y 1991 el volcán Villarrica presenta 53 eventos eruptivos. Por otra parte, en base a un estudio estratigráfico de los sedimentos del fondo de los lagos Calafquén y Villarrica, Van Daele *et al.*, (2014) señala que el volcán ha presentado 112 erupciones en los últimos 600 años, con un IEV ≥ 2 . Cabe destacar que el volcán Villarrica es uno de los más activos de Chile en tiempos históricos con permanente actividad en su cráter (Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Witter & Calder, 2004 en Moreno & Clavero, 2006).

A continuación, se presenta una descripción de las principales erupciones ocurridas desde inicios del siglo XX:

- 1904: erupción con un IEV=2, con una actividad que consistió en explosiones, la formación de una columna de gases y cenizas de 1 km, emisión de piroclastos y lahares (Petit-Breuilh & Lobato, 1994), además de numerosos flujos de detritos y la formación de una presa aguas arriba de la unión de los ríos Turbio y Pucón, la cual colapsó luego de unas horas (Naranjo & Moreno, 2004). Los lahares descendieron por los sistemas de los ríos Turbio-Pedregoso, Zanjón Seco-Carmelito, Molco y estero Chaillupén.
- 1908 (31 oct-12 dic): erupción con un IEV=2, donde se generaron sismos volcánicos, explosiones, lahares, derrumbes y una columna eruptiva de 3 km s.n.c. (Petit-Breuilh & Lobato, 1994). Lahares descendieron por los sistemas de los ríos Turbio-Pedregoso, Zanjón Seco, Correntoso, Molco-Huichatio, y Chaillupén (Naranjo & Moreno, 2004).
- 1909: erupción con un IEV=2 y una columna eruptiva de más de 2 km s.n.c. Se registra emisión de piroclastos, flujos de lava y lahares (Petit-Breuilh & Lobato, 1994).
- 1920: erupción con un IEV=2, con una columna eruptiva de más de 2 km s.n.c. (Petit-Breuilh & Lobato, 1994), además de la generación de lahares, que descendieron por los ríos Turbio-Pedregoso, Molco-Huichatio, Voipir y Palguín (Naranjo & Moreno, 2004).
- 1948-1949 (oct-feb): erupción con un IEV=3, siendo la de mayor magnitud del siglo XX. Su actividad se caracterizó por una serie de explosiones, sismos, emisión de piroclastos, coladas de lava (rellenando parcialmente el valle del estero Molco), flujos laháricos y piroclásticos de pequeño volumen (Moreno & Clavero, 2006). La altura de la columna eruptiva se estima en más de 8 km s.n.c. (Petit-Breuilh & Lobato, 1994).
- 1963: erupción con un IEV=2 (Petit-Breuilh & Lobato, 1994), e IEV=3 según otros autores (Van Daele *et al.*, 2014). Este evento generó explosiones, eyección de piroclastos con caída de éstos en las localidades de Pucón y Palguín (NNE), flujos de lava y lahares (Moreno & Clavero, 2006).

- 1964: erupción con un IEV=2, y una columna eruptiva de 1.5 km s.n.c. (Petit-Breuilh, 1994). Correspondió a una erupción de tipo estromboliana, donde fueron emitidas columnas de piroclastos y flujos de lava que generaron lahares en el flanco Norte del volcán, sin embargo, uno de flujos de lava lo hizo a través de estero Diuco, hacia el Sur, destruyendo parcialmente la localidad de Coñaripe en la ribera oriental del lago Calafquén, causando 22 muertos (Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Moreno & Clavero, 2006).
- 1971-1972: erupción con un IEV=2, que consistió en sismos volcánicos, violentas explosiones freatomagmáticas, columna de gases y ceniza de 3 km s.n.c., balísticos, y coladas de lavas extensas (16,5 km), casi alcanzando la ribera del lago Calafquén (Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Moreno & Clavero, 2006). Los lahares generados alcanzaron velocidades de hasta 60 km/hr, causando daños a infraestructura y muerte de al menos 17 personas (Naranjo & Moreno, 2004).
- 1984-1985: erupción con IEV=2, que consistió en sismos volcánicos, explosiones, el desarrollo de una columna eruptiva de hasta 3 km s.n.c., balísticos, flujos de lava y derrumbes (Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Moreno & Clavero, 2006). Otra característica importante de esta erupción, es que no hubo generación de flujos laháricos y solo se reportó un aumento en los caudales de los ríos (Petit-Breuilh, 2004 en Van Deele *et al.*, 2014).
- 2015: Erupción de carácter estromboliano de intensidad moderada a fuerte de corta duración (etapa paroxismal de 16 min), con abundante emisión de piroclastos incandescentes y balísticos eyectados desde una fuente de lava que alcanzó una altura superior a 1 km, y una columna eruptiva de 11-12 km s.n.m. (Romero *et al.*, 2016; 2018) generó la dispersión de tefra preferentemente hacia el SE, dejando una capa reconocible inclusive en la localidad de San Martín de los Andes, distante a más de 100 km del volcán (Bertin *et al.*, 2015). Asimismo, se generaron flujos laháricos de bajo volumen y avalanchas mixtas, así como un colapso de la aglutinación de *spatter* en el borde del cráter que, con ayuda de la gravedad, comienza a fluir dando lugar a flujos de lava clastogénica (Bertin *et al.*, 2015; Vera & Palma, 2017).

Tabla 2.9. Resumen de la actividad histórica del volcán Villarrica (Modificado de Flores, 2014).

Nº	Fecha de Inicio	Fecha de Término	CE	P	E	SV	CP	L	RS	CL	Características principales	IEV	Fuentes
77	03-03-2015		X	X	X		X	X		X*	Estromboliano, *lavas clastogénicas (Vera & Palma, 2017)	~2	Romero et al., 2018
76	11-2009	12-2009	X	X								1	(3) (4)
75	26-10-2008	26-10-2008	X	X								1	(3) (4)
74	05-08-2004 (?)	24-12-2007 (?)			X		X					1	(3)
73	23-05-2003	25-03-2004			X		X					1	(3)
72	24-02-1998	05-2002			X		X				Erupciones freáticas	1	(3)
71	14-09-1996	08-1997			X		X					1	(3)
70	01-1996				X		X					1	(3)
69	15-04-1995	02-06-1995			X		X					1	(3)
68	26-09-1994	30-12-1994			X	X	X					1	(3) (4)
67	11-09-1992	12-1992			X	X	X				Erupciones freáticas	1	(3)
66	30-08-1991	17-09-1991			X	X	X				Erupciones freáticas	2	(3)
65	30-10-1984	18-11-1985			X	X	X		X	X	Erupciones hawaianas-estromboliana	2	(1)
64	14-10-1983	16-10-1983		X	X		X				Erupción estromboliana	1	(1)
63	20-06-1980	24-09-1980		X	X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
62	02-03-1964	21-04-1964			X	X	X		X		Erupción estromboliana	1	(1)
61	29-10-1971	21-02-1972			X	X	X	X	X	X	Erupciones fisural y subglacial, tipo estromboliana	2	(1)
60	02-03-1964	21-04-1964			X	X	X	X	X	X	Erupción estromboliana	2	(1)
59	25-02-1963 (?)	21-09-1963			X	X	X	X	X	X	Erupción de fisural radial flanco SW	3	(1)
58	1961				X		X					1	(3)
57	1960										INCIERTA	1	(3)
56	06-11-1958	21-12-1959			X		X				Erupción estromboliana	1	(1) (3)
55	03-10-1956	16-11-1956			X		X			X		1	(3)
54	10-1948	03-02-1949	X	X	X	X	X	X	X	X	Erupción estromboliana vigorosa a subpliniana, con flujos de piroclastos y avalanchas de rocas	3	(1)
53	10-04-1948				X		X					2	(3)
52	1947				X		X					1	(3)
51	1938 (fines de)	1939 (principio de)			X		X				Erupción estromboliana	2	(1) (3)
50	1938 (principio de)										INCIERTA	1	(3)
49	1935 (fines de)	27-06-1936			X		X				Erupción estromboliana	1	(1)
48	05-01-1933	01-1933			X		X				Erupción estromboliana	2	(1) (3)
47	1929				X		X				Erupción estromboliana	1	(2) (3)
46	1927	1928			X		X					2	(2) (3)
45	24-10-1922	1922			X	X	X		X			2	(2) (3)
44	10-12-1921						X				Erupción estromboliana - INCIERTA	2	(1)
43	10-12-1920	13-12-1920			X	X	X	X		X	Erupción estromboliana	2	(1)
42	1915	1918			X		X				Erupción estromboliana	1	(1)
41	19-08-1909	1910	X		X		X	X		X	Erupción estromboliana, columna de gases y ceniza >3.000 m	2	(1)
40	31-10-1908	12-12-1908			X	X	X	X		X	Erupción estromboliana, con avalanchas de roca	2	(1)
39	05-1907	05-1907	X		X	X	X		X	?	Erupción estromboliana, columna de gases y ceniza >3.000 m	2	(1)
38	04-1906	12-1906					X				Erupción estromboliana	2	(1) (3)
37	1904			X	X		X	X		?	Erupción estromboliana	2	(1)
36	1897 (fines de)	1898 (principios de)			X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
35	1893 (fines de)	1894 (principios de)			X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
34	1883			X	X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
33	1880			X	X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
32	02-02-1879	03-1879		X	X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
31	12-03-1877	05-1877		X	X		X				Erupción estromboliana	2	(2)

Continuación Tabla 2.9.

30	17-11-1875	1876			X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
29	16-04-1874			X	X		X				Erupción estromboliana	2	(2)
28	04-02-1869	09-1869			X	X	X		X	X	Erupción estromboliana	2	(2)
27	10-1864			X	X		X				Erupción estromboliana	2	(2)
26	10-05-1859	12-04-1860		X	X		X				Erupción estromboliana	2	(2)
25	11-1852	08-01-1853			X	X	X		X	X	Erupción estromboliana	2	(2)
24	07-11-1837	21-11-1837			X	X	X		X		Erupción estromboliana	2	(2)
23	07-11-1832	2			X	X	X		X		Erupción estromboliana	2	(2)
22	19-11-1822	11-1822	X		X	X	X		X		Erupción estromboliana	2	(2)
21	1815	1818		X	X		X				Erupción estromboliana, columna de gases y ceniza >2.000 m	1	(2)
20	04-1806	05-1804		X	X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
19	1790	1801			X		X				Erupción estromboliana	1	(1)
18	1787			X	X		X			X	Erupción hawaiana (1)	2	(1) (2)
17	1780			X	X		X				Erupción estromboliana	1	(1)
16	1777	1779		X	X		X				Erupción hawaiana o estromboliana	1	(1)
15	1775										INCIERTA	2	(3)
14	1759	1759			X		X				Erupción estromboliana	1	(1)
13	14-12-1751				X		X			X	Erupción hawaiana o estromboliana	2	(2)
12	1745										INCIERTA	2	(2)
11	1742										INCIERTA	2	(2)
10	24-12-137				X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
9	08-07-1730				X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
8	1716			X	X		X				Erupción hawaiana o estromboliana	1	(1)
7	1688			X	X		X				Erupción estromboliana	1	(1)
6	1657										Erupción estromboliana, INCIERTA	1	(3) (4)
5	1647										Erupción estromboliana, INCIERTA	1	(3) (4)
4	03-02-1640	1640	X	X	X	X		X			Erupción vulcaniana (?), con flujos piroclásticos y columna de 10.000 m	3	(1)
3	1594			X	X		X				Erupción estromboliana	2	(1)
2	1562			X	X		X				Erupción estromboliana moderada	2	(1)
1	1558			X	X		X	?			Erupción estromboliana moderada	2	(1)
Fuentes													
	(1)	Petit-Breuilh (1994)				CE: columna eruptiva				CP: erupción en cráter principal			
	(2)	Petit-Breuilh (2004)				P: piroclastos				L: lahares			
	(3)	Global Volcanism Program				E: explosiones				RS: ruidos subterráneos			
	(4)	POVI				SV: sismos volcánicos				CL: colada de lava			

2.6. Volcán Mocho-Choshuenco

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCH) es un conjunto volcánico de orientación NO-SE integrado por los volcanes Choshuenco y Mocho (Gardeweg, 2010), además de una serie de centros eruptivos menores situados en sus flancos. Compuesto por secuencias de lavas y piroclastos pre caldera de composición basáltica (González-Ferrán, 1995), seguido de un estratocono postcaldera, emplazado en el margen NO denominado volcán Choshuenco (2.360 m

s.n.m.) constituido por abundantes flujos de basaltos y andesita (González-Ferrán, 1995). Un segundo ciclo eruptivo postcaldera edificó un pequeño estratocono en el centro de la depresión caldérica conocido como El Mocho (2.430 m s.n.m.), cuyos flujos de lava y piroclastos varían de andesita a dacitas (González-Ferrán, 1995). La importante actividad Holoceno-Reciente generó numerosos conos parásitos monogenéticos caracterizados por flujos de lava andesítica basáltica, además de cráteres y conos de piroclastos (González-Ferrán, 1995). El CVMC ha experimentado cerca de 75 erupciones de carácter explosivo postglaciales, incluyendo 3 grandes erupciones subplinianas (Rawson *et al.*, 2015). Según González-Ferrán (1995), la última actividad histórica correspondería al año 1863-64, con la formación del cono parásito Chaiquemahuida, Al corresponder a un volcán activo con una importante masa de hielo en su cima (glaciar de 17 km²; Rivera *et al.*, 2005 en Gardeweg, 2010), un reactivamiento eruptivo generaría importantes lahares (González-Ferrán, 1995).

2.6.1. Rocas del basamento e intrusivas

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMC) se dispone sobre un basamento compuesto de secuencias metamórficas, sedimentarias, volcanosedimentarias e intrusivos. Las rocas más antiguas corresponden al Complejo Metamórfico Trafún (Devónico-Carbonífero), afloran en el margen O y SO del CVMC, y subyace en discordancia a la Formación Panguipulli (Triásico Superior), sobre la cual se disponen los Estratos de Lago Ranco (Oligoceno-Mioceno); a su vez, las Secuencias Volcánicas Indiferenciadas (Pleistoceno Inferior-Medio) se disponen discordante sobre estos últimos y se encuentran cubiertas por productos volcánicos del Pleistoceno tardío a Holoceno del CVMC (Moreno & Lara, 2007). Los intrusivos corresponden a variedades dioríticas a tonalíticas, compuestos por el Batolito Futrono-Riñihue (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), Plutón Panguipulli (Jurásico) y Choshuenco (Cretácico Inferior), además de granitoides y pórfidos miocenos (Moreno & Lara, 2007).

2.6.2. Rocas y depósitos volcánicos

El CVMC se encuentra conformado por los volcanes Choshuenco y Mocho, además de centros eruptivos menores situados en sus flancos. Su estructura compuesta la conforman el Mocho

ancestral (edificio principal), y sobre éste, el Choshuenco, estratovolcán contiguo (Moreno & Lara, 2007). El edificio ancestral sufrió un colapso que afectó parcialmente también al volcán Choshuenco, generando una caldera elíptica, en cuyo interior se construyó el Mocho actual. El CVMC se dispone sobre un basamento conformado por rocas metamórficas, estratificadas e intrusivos mencionadas anteriormente. Sus productos representan episodios volcánicos desde Pleistoceno Medio al presente, donde para el Mocho ancestral se pudieron definir 3 unidades evolutivas, mientras que para la etapa postcaldera se definen 2, siendo el actual cono Mocho y sus productos lávicos las unidades más recientes. Para el volcán Choshuenco se define 2 unidades, la primera de las cuales engrana con las unidades precalderas del ancestral Mocho.

- Unidad Mocho 1 (Pleistoceno Medio): sucesión de lavas andesítico-basálticas (olivino y piroxeno), conglomerados volcánicos y tobas; con manteo radial suave hacia SE y SO dispuesta predominantemente al Sur del CVMC (Figura 2.6.). Se encuentra afectada por intensa erosión glacial y alcanza espesores de 750 m (Moreno & Lara, 2007). La edad máxima de la unidad es desconocida, pero se puede considerar equivalente a la edad mínima de las Secuencias Volcánicas Indiferenciadas del Pleistoceno Inferior a Medio, ampliamente distribuidas en la zona, a las cuales se adosa esta unidad (Moreno & Lara, 2007). Además, dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arrojan una edad de 350 ± 20 Ka, correspondiente a la más antigua para la unidad.
- Unidad Mocho 2 (Pleistoceno Medio-Superior): sucesión de lavas andesíticas basálticas a dacitas (de olivino y piroxeno) con intercalaciones volcanoclásticas (tobas y brechas), además de conglomerados volcánicos, con inyecciones filoneanas y lacolíticas. Esta unidad presenta un suave manteo radial divergente, formando gran parte de la secuencia precaldera del edificio volcánico (Figura 2.6.; Moreno & Lara, 2007). La unidad se encuentra afectada por intensa erosión glacial y alcanza espesores superiores a los 600 m (Moreno & Lara, 2007). Se dispone sobre la Unidad Mocho 1, por lo cual se le atribuye una edad máxima acotada a la mínima para la unidad anterior de ~ 200 Ka, y una edad mínima determinada en techos de coladas andesíticas arrojan una edad de 130 ± 30 Ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Moreno & Lara, 2007).

- Unidad Mocho 3 (Pleistoceno Superior): conjunto de lavas andesíticas y dacíticas de piroxeno, con suave manteo radial divergente expuestas en la periferia de la caldera (Figura 2.6.), formando la sucesión estratificada terminal de la secuencia precaldera, con intensa erosión glacial en superficie. La edad máxima es desconocida, pero de acuerdo a la edad mínima de unidades precedentes se puede considerar interglacial, respaldado por dataciones en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en dacitas de 60 ± 20 Ka (Moreno & Lara, 2007). Posterior a esta unidad, el estratovolcán ancestral habría colapsado, generando la caldera y depósitos piroclásticos removidos en las cercanías por acción del hielo (última glaciación >14 Ka) (Moreno & Lara, 2007).
- Unidad Mocho 4 (Holoceno): conjunto de lavas andesítica-basálticas a dacíticas postcaldera, emitida tanto desde el interior como de los flancos (por fisuras), las cuales corresponderían a la primera etapa constructiva del cono moderno (Moreno & Lara, 2007). Presenta espesores de hasta 25 m de coladas sin rasgos de erosión glacial. Engrana con la Secuencia Piroclástica holocena (descrita más adelante), de 10,7 Ka (Pérez, 2005 en Moreno & Lara, 2007) la cual determina una edad máxima postglacial (<11 Ka) para esta unidad. Por otro lado, la edad mínima se establece en 1,7 Ka perteneciente a secuencias piroclásticas que contienen a la Ignimbrita Enco (Echegaray, 2004 en Moreno & Lara, 2007), las que recubren a las lavas de esta unidad.
- Unidad Mocho 5 (Holoceno tardío e Histórico): conjunto de lavas andesíticas a dacíticas que representan las emisiones más recientes del CVMC, aglomerados volcánicos (forman el cono central del volcán Mocho; Figura 2.6.), y depósitos laháricos asociados. Esta unidad incluye una colada dacítica de 4 km de longitud y espesor medio de 30 m, extruida durante la erupción histórica del año 1864. Depósitos laháricos de los sectores Enco y estero Punahue se habrían originado en este último evento (Moreno & Lara, 2007). La edad máxima (1,7 Ka) se infiere debido a la ausencia de depósitos de la Ignimbrita Enco sobre las coladas holocenas indiferenciadas, perteneciente a esta unidad (Moreno & Lara, 2007).
- Secuencia Estratificada (Holoceno): secuencia estratificada que comprende depósitos de flujo, caída y oleada, producto de erupciones holocenas ocurridas en 1 o más centros de emisión ubicados dentro de la caldera y, más recientes, asociados al cono central del volcán

Mocho (Figura 2.6.). Destacan los depósitos históricos (1864), algunos niveles de caídas de centros eruptivos aledaños como el Grupo Fui y posibles depósitos asociados a la formación del maar Tumba del Buey, cuyo perímetro corta a los depósitos de la Ignimbrita Enco. El conjunto representa cerca de 11.000 años de actividad postglacial. Se distribuye ampliamente en los flancos del CVMC y hacia al oriente sobre rocas del basamento alcanza espesores de 14 m. En resumen, la unidad se encuentra conformada por los depósitos de caída plinianos: Neltume (10,7-9,7 Ka; Echegaray, 1994; Pérez, 2005 en Moreno & Lara, 2007) y Pirehueico (8,2-6,7 Ka; Pérez, 2005 en Moreno & Lara, 2007), y hacia techo depósitos de flujos y oleada asociado a piroclastos de caída, la Ignimbrita Enco (1,7 Ka; Moreno & Lara, 2007).

- Unidad Choshuenco 1 (Pleistoceno Medio): lavas de composición andesítico-basálticas, andesíticas a dacíticas de olivino y piroxeno con manteo radial al Oeste y Norte, que alcanza más de 1.000 m de potencia al NO del CVMC y constituye parte el edificio principal del volcán Choshuenco y secuencia precaldera (Figura 2.6.; Moreno & Lara, 2007). Su edad máxima puede acotarse a la edad mínima de la Unidad Mocho 1, concordante con dataciones para la base en esta unidad (200 ± 60 Ka). La edad mínima puede considerarse en parte equivalente a la Unidad Mocho 2, cuyas lavas engranan y afloran continuas en el sector Norte, con datación de 170 ± 70 Ka (Moreno & Lara, 2007).
- Unidad Choshuenco 2 (Pleistoceno Superior): conjunto de lavas andesíticas y dacíticas expuestas en el flanco NO del volcán Choshuenco (Figura 2.6.), emitidas desde 2 centros eruptivos laterales, con una potencia de 20-30 m y formas lobuladas (Moreno & Lara, 2007). Dataciones arrojan edades de 53 ± 30 y 46 ± 20 Ka, equivalente en parte con el techo de la Unidad Mocho 3 (Moreno & Lara, 2007).

Además de las unidades anteriores, existen el grupo de Centros Volcánicos Adventicios (Moreno & Lara, 2007), conformado por el Grupo Alto Caunahue y el Grupo Ranquil, ambos holocenos, descritos como conjuntos de conos de piroclastos y productos lávicos, de composición andesítica (olivinos y piroxenos). Los anteriores se encuentran cubiertos (algunos en parte, como el Grupo Ranquil) por la Ignimbrita Enco, de 1,7 Ka.

En cuanto al grupo Otros Volcanes del Área (según Moreno & Lara, 2007), lo conforman el Grupo Fui y Volcanes Chanchán. Consiste en conjuntos de conos de piroclastos y lavas asociadas postglaciales, con un alineamiento NE-SO. Las composiciones del Grupo Fui van desde andesitas basálticas, andesitas silíceas a dacitas; su actividad generó el relleno del valle glacial del río Fui, represándolo y dando origen al lago Pirehueico. El Grupo Chanchán en cambio, presenta una composición basáltica (de olivino y piroxeno), y es catalogado geoquímicamente como los productos más máficos del CVMC (Moreno & Lara, 2007). Los grupos anteriores presentan diferentes grados de erosión y conservación, lo que permite suponer su formación durante el Pleistoceno tardío y Holoceno; además el Grupo Fui engrana con la Secuencia Piroclástica (Holoceno), con lo que se asume una actividad intermitente pero contemporánea con el volcanismo del edificio principal hasta los 1.100 años AP (Pérez, 2005 en Moreno & Lara, 2007).

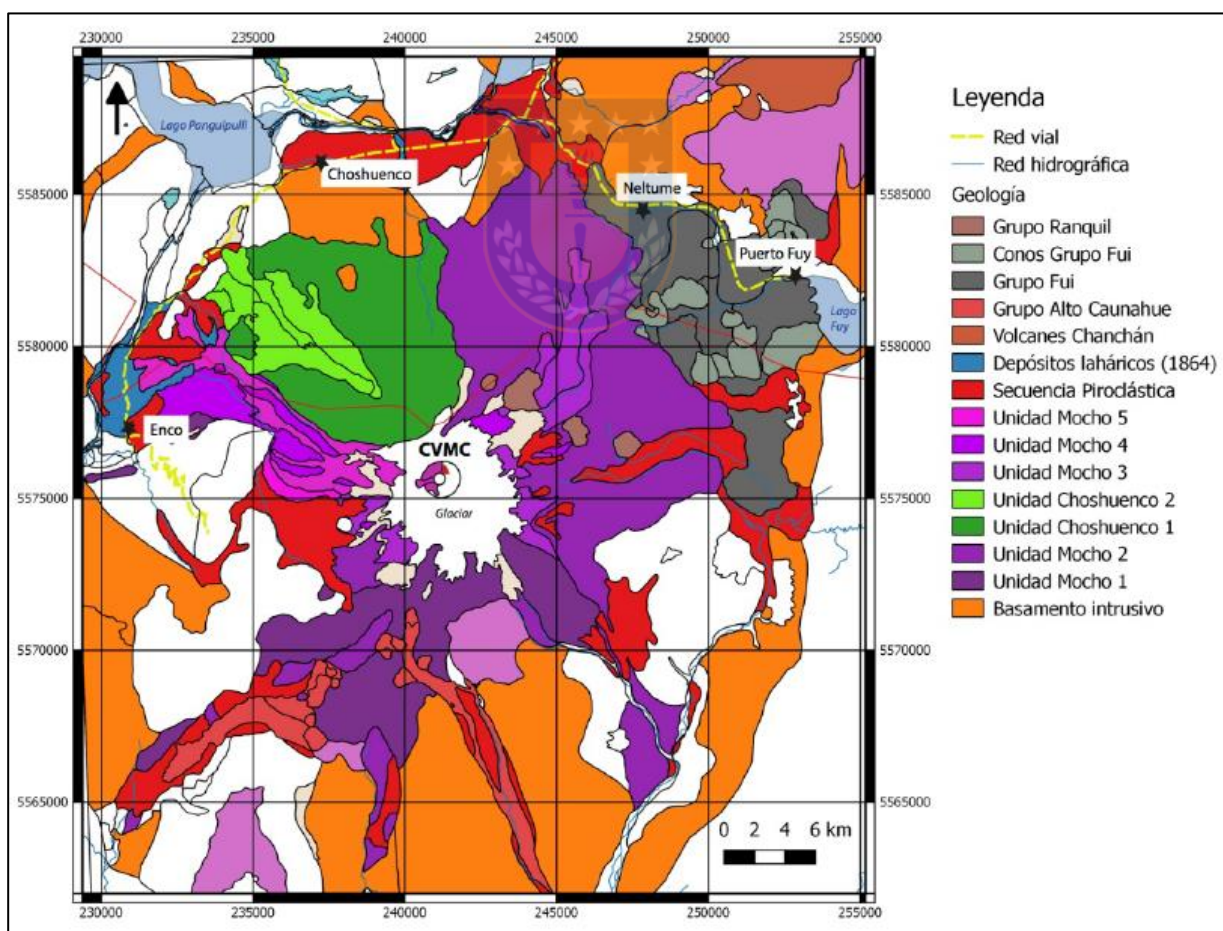


Figura 2.6. Mapa geológico simplificado del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco. Extraído del informe “Estudio de Riesgo de Volcán Mocho-Choshuenco” (inédito).

2.6.3. Actividad eruptiva prehistórica e histórica

2.6.3.1. Actividad prehistórica

La actividad eruptiva explosiva del volcán ha sido bastante continua en los últimos 18 Ka (Moreno & Lara, 2007). Estas unidades están constituidas por una alternancia de lavas y depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída generados a partir de erupciones de diversas magnitudes que varían desde estilos efusivos, con emisión de lavas andesítico-basálticas, a erupciones plinianas altamente explosivas.

Desde el Holoceno temprano, en el interior de la caldera comenzó una etapa caracterizada por un intenso volcanismo explosivo con erupciones plinianas (Neltume, Pirehueico y Huilo) de alcance regional, acompañada por lavas andesíticas-basálticas a dacíticas (Unidad Mocho 4). Contemporáneamente, erupciones de flanco habrían evacuado magmas andesíticos desde centros adventicios (Alto Caunahue y Ranquil), y en el pie oriental, el Grupo Fui formaría una veintena de conos de piroclastos y lavas asociadas de composición andesítica a dacítica (Moreno & Lara, 2007). Finalmente, la construcción del cono actual (Mocho 5) ocurrió en el Holoceno tardío, contemporáneo con lavas andesíticas-dacíticas, emitidas desde flancos como el centro mismo.

El registro eruptivo Reciente del CVMC está mejor representado por Rawson *et al.* (2015), su trabajo consta principalmente de datos tefroestratigráficos junto a una recopilación bibliográfica, la cual se resume en la Tabla 2.10. y se detalla en adelante.

Las erupciones mayores: Neltume (MC4), Pirehueico (MC5), Huilo (MC9) corresponden a eventos plinianos, caracterizados por depósitos de caída pumicíticos disperso en direcciones NNE-E (Rawson *et al.*, 2015). Los espesores descritos para estas unidades alcanzan de 8-3 m junto a bombas de 19-25 cm a 12-16 km de la cima.

Los eventos subplinianos Enco (MC15) y MC18 producen depósitos de tefra y CDP's (Rawson *et al.*, 2015). Principalmente escorias (MC15) y pómez (MC18), niveles más gruesos

intercalados con cenizas, además de depósitos de CDP's con estratificación cruzada. La unidad MC18 (Hua-Hum) alcanza espesores de 80-15 cm, a 10 y ~20 km de la cima.

Tabla 2.10. Resumen de la relación estratigráfica y caracterización de las unidades explosivas para CVMC (extraído y modificado de Rawson *et al.*, 2015).

Erupción	Composición	Dispersión	Volumen (km ³)	Masa (kg)	Magnitud	Altura Columna (km)	Velocidad Vientos (ms ⁻¹)	Años AP
MC25 (Riñihue)	Basáltica-andesítica (caída)	E			~3			278–48
MC24	Andesítica (caída)	E?			~<3			374–96
MC23 (Arauco)	Andesítica (caída)	N			~3			460–215
MC22	Andesítica (caída)	E?			~<3			495–325
MC21 (Pimaiquén)	Escoria húmeda (caída)	E			~4			543–365
MC20	Dacítica (de caída) y CDP (sobre anterior)	NNE			~4			1.228–842
MC19	Andesítica-dacítica (caída)	NE?			~<3			1328–1061
MC18 (Hua–Hum)	Andesítica-dacítica (caída)	NE & SE	0,4	4,0E+11	4.6	~30	~30	1.375–1.155
MC17	Escoria (caída)	NE?			~<3			1.490–1.303
MC16	Escoria (caída)	NE?			~<3			1.624–1.340
MC15 (Enco)	MC15D	CDP Andesítica	Radial	1	1,5E+12	5.0		1.695–1.465
	MC15C	Andesítica (caída)	SE	0,7	1,1E+12		~30	
MC14	Erupción de cono andesítico	E?			~3			2.083–1.594
MC13	Dacítica (caída)	ENE			~4			2.324–1.806
MC12	Andesítica-dacítica (caída)	NE			~4			2.832–2.158
MC11	Andesítica (caída)	E?			~3			3.494–2.302
MC10 (Grupo Fui)	MC10H	Paquete de escorias de caída	NE, E, SE			~3		3.692–2.755
	MC10G					~3		5.415–3.580
	MC10F					~3		6.053–3.770
	MC10E					~3		6.613–4.105

Continuación Tabla 2.10.

	MC10D					~3			7.065– 4.555
	MC10C					~3			7.413– 5.101
	MC10B					~3			7.628– 5.685
	MC10A					~3			8.001– 6.577
MC9 (Huilo)		Dacítica (caída)	E	2,2	2,2E+12	5.3	~30	~30	8.422– 7.982
MC8		Erupción de cono andesítico	E?			~3			8.896– 8.321
MC7		Andesítica-dacítica (caída)	E?			~3			9.166– 8.396
MC6		Dacítica (caída?)	E?			~3			9.381– 8.561
MC5 (Pirehueico)		Riolítica-dacítica (caída)	E	2,0	2,0E+12	5.3	~30–35	~40	11.549– 8.828
MC4 (Neltume)		Riolítica (caída)	NNE	5,3	5,3E+12	5.7	~30–35	~35	12.393– 10.389
MC3		Caída zonal	NE			~4			13.208– 11.999
MC2		Riolítica (caída)	SE?			~3			14.145– 12.073
MC1		Erupción de cono basáltico-andesítico	NE?			~3			14.918– 12.183
Estratigrafía no muy bien restringida									
MC26		Cono Tumba Buey Flujo y caída escoriácea	O						Post-MC15
MC27		Escorias (caída)	NO?						Entre MC4 y MC23

Nota: para depósitos evolucionados ($\sim 1.000 \text{ kg/m}^3$) las estimaciones de IEV y de magnitud son idénticas. Para depósitos más máficos ($\sim 1.500 \text{ kg/m}^3$) las estimaciones de la magnitud son más altas; una erupción IEV 3-4 tendría una magnitud de 3.2-4.2.

El registro geológico conserva, en promedio, un evento explosivo cada ~ 440 años (34 eventos que incluyen las 8 erupciones del Grupo Fui). Sin embargo, al tomar todos los depósitos de conos monogenéticos en cuenta (aprox. 40 erupciones), el CVMC sería más activo, con un evento explosivo cada ~ 220 años (Rawson *et al.*, 2015).

2.6.3.2. Actividad histórica

El registro eruptivo histórico del CVMC consta principalmente de la actividad del volcán Mocho (Moreno & Lara, 2007), abarcando desde el año 1759 hasta mediados del siglo XIX, con 5 erupciones históricas documentadas (Tabla 2.11.). Los reportes indican erupciones explosivas en 1759 y 1777, y de tipo estromboliano en 1822 y 1863, según se deduce de las descripciones aportadas por Göll (1904 en Moreno & Lara, 2007). La última de ellas habría sido precursora de la erupción explosiva de 1864 (Unidad MC25 descrita por Rawson *et al.*, 2015), el principal y último evento eruptivo histórico registrado, aparentemente de tipo subpliniano (Moreno & Lara, 2007). Los antecedentes recopilados por Petit-Breuilh (2004) y el relato de Vidal Gormaz (1869 en Moreno & Lara, 2007) para esta erupción iniciada el 1 de noviembre de 1864, revela la ocurrencia de flujos piroclásticos al señalar que “por las quebradas del volcán corrían arroyos de fuego”. Por otra parte, testimonios más recientes indican que “en tiempos pasados la región vivió una trágica experiencia al hacer erupción el Choshuenco, pues acabó con toda la población de los alrededores; además, las aguas del lago Panguipulli habrían “hervido” producto de la erupción (Bernaes, 1990 en Moreno & Lara, 2007); en efecto, en depósitos de flujos piroclásticos a orillas del lago Panguipulli asociados a esta erupción se han encontrado restos de cerámica indígena (Moreno & Lara, 2007).

Tabla 2.11. Resumen de la actividad histórica en el CVMC. Modificado de Rawson *et al.* (2015).

Erupción	Otros nombres en literatura	Descripción	Dispersión	IEV	Edad (no calibrada)	Referencias*
MC25 (Riñihue) 1864	1864, FP4	Flujos piroclásticos, <i>surges</i> , lahares	SO	2	1–3 (± 1 día) Noviembre 1864 DC	1, 2, 3
1863		Estromboliana				4
1822		Posible pequeña erupción		2	1822 DC	3
1777		Posible pequeña erupción		2	1777 DC	3
1759		Posible pequeña erupción		2	1759 DC	3

*[1] Moreno & Lara (2007); [2] Vidal Gormaz (1869); [3] Petit-Breuilh (2004); [4] Göll, (1904 en Moreno & Lara, 2007).

Además de flujos piroclásticos, la actividad estuvo acompañada de ruidos subterráneos y actividad sísmica, y una colada de lava dacítica desde el flanco Oeste, al Norte del cráter Tumba del Buey. Esta colada alcanzó una longitud de 4 km con un espesor medio de 30 m. Depósitos laháricos no consolidados con abundantes fragmentos tamaño grava son reconocidos por distintos autores, principalmente en el sector de Enco, río Enco y estero Punahue (Moreno & Lara, 2007).



3. ANÁLISIS DE PELIGRO VOLCÁNICO

3.1. Generalidades

Los volcanes son sistemas geológicos complejos que pueden producir una gran variedad de fenómenos peligrosos durante y después de las erupciones. Estas incluyen corrientes de densidad piroclásticas (CDPs), flujos de lava, lahares, avalanchas de detritos, proyectiles balísticos (PBVs), columnas y caída de cenizas, así como terremotos volcánicos, inundaciones a través de tsunamis, deslizamientos de tierra, emisiones de gases, inundaciones e incendios. Comunicar esta compleja serie de información sobre peligros a quienes están en riesgo es difícil, especialmente cuando hay grandes incertidumbres (Lindsay & Robertson, 2018). Por ejemplo, para la creación de un plan de emergencias por actividad volcánica, se requiere evaluar las vías de evacuación, puntos de evacuación temporal, los tiempos y los medios por los cuales las personas de distintas localidades deben evacuar. En este caso se necesita información acerca del potencial impacto a las vías de evacuación y otras rutas de ser afectadas por fenómenos volcánicos, el tiempo que demorarían los fenómenos volcánicos en llegar a poblados o vías de evacuación, el tipo de daño que podrían producir los fenómenos, lugares con mayor probabilidad de ser afectados, zonas menos propensas a ser afectadas, etc. Análisis y mapas de peligro volcánico se desarrollan comúnmente para enfrentar estos desafíos. Este análisis debe estar construido, comunicado y utilizado de manera adecuada, de forma que los resultados (por lo general en forma de mapas de peligro) sean óptimos para su uso y entendibles, ya sea a nivel usuario general, o por organismos que requieran tomar decisiones frente a estos fenómenos; además debe responder las inquietudes de forma fácil, para que toda persona o institución involucrada lo pueda comprender.

Desarrollar una evaluación y/o mapa de peligro volcánico es un desafío, ya que requiere la consideración y la integración de una amplia gama de información, incluida la actividad eruptiva pasada, topografía, patrones climáticos, cualquier dato de modelado disponible, los marcos de tiempo para los análisis de peligro volcánico, la calidad de los datos y las incertidumbres asociadas, así como los elementos y características de diseño específicos para los usuarios. Las diferentes líneas de información disponibles para el desarrollo de cualquier análisis/mapa de peligro volcánico

son, por lo tanto, diversas en términos de origen y tipo de datos, metodologías involucradas en su generación y las incertidumbres asociadas.

La estructura del presente análisis de peligros volcánicos se basa en la estructura detallada por Jorquera (2018), y se define según los aspectos detallados en el siguiente Subcapítulo. La utilización de esta pauta tiene como objetivos principales apoyar la definición y documentación del análisis de peligros volcánicos, junto con ayudar a comprender el porqué de éste, sus resultados y posibles implementaciones. A su vez, la estructura busca presentar una fácil lectura e interpretación, de forma de hacer más expeditas y simples las respuestas a inquietudes en torno a los peligros evaluados.

3.2. Estructura y definición del análisis de peligro volcánico

3.2.1. Definición del problema (preguntas o escenarios)

Aquí se define el problema, preguntas que deberían ser abordadas por el análisis y el resultado final. Si se incluye una medida de incertidumbre en los resultados, es necesario definir cómo es evaluada y presentada.

Este trabajo busca responder a la necesidad de llevar a cabo una evaluación de peligro volcánico en torno a los volcanes Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, y posteriormente se añaden los estratovolcanes Callaqui, Villarrica y Mocho-Choshuencho. Si bien ya existen mapas de peligro para estos edificios volcánicos, presentan diferentes escalas y metodologías para la evaluación de peligros, lo que no permite una comparación directa entre los fenómenos eruptivos en un mismo volcán, y a la vez, entre diferentes macizos. Lo anterior se refleja en la mayoría de los mapas de peligro disponibles, en donde se observa de manera poco clara las distintas zonas de peligro, y a su vez, no se representa la integración de la totalidad de los peligros capaces de afectar a un área determinada (p.e., isópacas para caída de tefra y líneas que demarcan radios de impacto de balísticos sobrepuestas a áreas rojas que demarcan alto peligro para inundaciones por lahares y/o CDP's).

En los siguientes capítulos se evalúan los peligros asociados a caída de tefra y proyectiles balísticos volcánicos (PBVs), de forma de poder responder a un posible pronóstico ante un evento eruptivo futuro, para finalmente categorizar e integrar los resultados de estos junto a los obtenidos por análisis realizados en paralelo en otros trabajos para corrientes de densidad piroclástica (CDPs) y lavas (Jorquera, 2018), e inundación por lahares (Álvarez, en prep.).

Esta evaluación de peligros está orientada a generar metodologías y material para la implementación de planes de emergencia por municipios, ONEMI (Oficina Nacional de Emergencias del Ministerio del Interior) u otra entidad a cargo.

3.2.2. Objetivos y utilización

Se describen los principales objetivos del análisis. Por ejemplo, se pueden enfocar en evacuaciones ante emergencias, planificación (territorial) de infraestructura a largo-plazo, o comunicación al público. También se debe describir cuál sería la utilización para la cual se enfoca el análisis. La utilización determina, entre otras cosas, el nivel aceptable de incertidumbre y el tipo de documentación necesaria que deben tener los resultados del análisis.

El objetivo de este análisis de peligros es evaluar el peligro volcánico por caída de tefra y PBVs, para posteriormente integrar y comparar estos análisis con los realizados para CDPs, lavas y lahares (Jorquera, 2018; Álvarez, en prep.). Para lograr esto, se requiere conocer el estilo y registro eruptivo de cada volcán, de forma de poder establecer escenarios probables futuros definidos mediante parámetros que permitan generar simulaciones a través de modelos numéricos (en lo posible). Una vez teniendo las áreas de influencia de los peligros, es necesario cuantificar, integrar y categorizar las zonas evaluadas, para posteriormente poder presentar los resultados de manera gráfica en mapas de peligro integrado.

La utilidad de implementar esta metodología para hacer una evaluación e integración de peligros, es que se puedan establecer las zonas más vulnerables y las de mayor seguridad, establecer qué vías de evacuación se verían afectadas por estos fenómenos y poder gestionar planes de emergencia ante una futura erupción.

3.2.3. Peligros (fenómenos) a considerar

Se especifican los peligros y procesos asociados que se considerarán en la evaluación, incluyendo parámetros relevantes a la formulación del análisis.

En los subcapítulos 4.1. y 5.1. se expone la teoría asociada a la caída de tefra y proyectiles balísticos volcánicos respectivamente, en conjunto al modelamiento y parámetros eruptivos utilizados para la evaluación de las zonas de peligro, presentados en los subcapítulos 4.2. y 5.2.

3.2.4. Escenarios eruptivos y escala de tiempo

Se describe el rango de tiempo considerado para la evaluación de la peligrosidad (tiempo de datos utilizados). Esta definición incluye la elección de la magnitud y estilo de los escenarios eruptivos. Alternativamente, si el análisis es fuertemente dependiente de la topografía, entonces el análisis es válido mientras la topografía no cambie substancialmente; cambios morfológicos ocasionados por la actividad volcánica podrían influenciar en la validez del análisis.

En este trabajo se considera toda la historia eruptiva de cada volcán para poder definir escenarios eruptivos futuros. Este registro se complementó con información y actividad eruptiva de volcanes similares (locales y resto del mundo) para poder tener una mejor comprensión del comportamiento de aquellos volcanes que no contaban con un registro eruptivo suficiente (escasa bibliografía) para el análisis. La descripción de los escenarios eruptivos donde se especifica la emisión de cada peligro con las magnitudes, estilos y parámetros se encuentran en los subcapítulos 4.3. y 5.3.

Los peligros considerados en el análisis ocurren durante una erupción. En el caso de la caída de tefra, puede durar desde minutos a días (dependiendo de lo sostenida que sea la columna eruptiva), mientras que para PBVs por lo general son solo segundos.

3.2.5. Escala y resolución espacial

Especificación de la escala y resolución espacial del análisis de acuerdo al problema definido en los ítems anteriores, donde se incluye la resolución de los mapas o grillas, y la extensión del área cubierta. Un estudio regional podría solo requerir evaluar la amenaza alrededor de un volcán sin mayor detalle. Alternativamente, un estudio de mayor detalle espacial podría necesitar detalles acerca de infraestructura específica, población circundante, usos de suelos, entre otros.

El área de estudio se definió en el Capítulo 1. y considera seis estratovolcanes, lo cual es bastante amplio. Esto se debe a que se está implementando una nueva metodología para evaluar el peligro, por lo que es necesario aplicarla y probarla en varios edificios volcánicos para lograr comparar la peligrosidad entre volcanes. La escala y precisión espacial depende del modelo numérico y la resolución del *raster* que se quiere como resultado, que para el cálculo de acumulación de tefra se define en 1 km (resolución de la grilla de cálculo del modelo), lo que se considera válido para la evaluación de peligro en la amplia área de estudio, ya que la dispersión de tefra puede comprender alcances de escala global (Carey & Bursik, 2015). Para PBVs no se ocupa modelación numérica, sino comparación de distancias alcanzadas por balísticos según estilos eruptivos y características propias de cada volcán.

3.2.6. Elementos vulnerables

El análisis podría requerir la especificación de agentes vulnerables, tales como población o infraestructura, y el tipo de impacto o amenaza impuesto por el peligro que se analiza. Por ejemplo, podría tener como objetivo determinar el número de personas que podrían ser afectadas por los peligros, o cuantificar el costo en infraestructura que podría ser dañada o destruida por un peligro en particular.

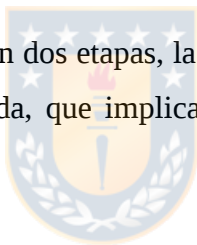
Este trabajo no incorpora información del Censo o planes territoriales, pero los resultados se enfocan en poder ser aplicados a la identificación de zonas de peligro para la población, infraestructura, vías de evacuación o transporte. Además, al momento de cuantificar el peligro se consideran aspectos relacionados a amenazas vitales, como el potencial de impacto directo y el

alcance que pueda tener el peligro analizado. Más detalles se presentan en el subcapítulo 6.2., donde se explica la confección y aplicación de una tabla de integración de peligros, la cual evalúa los aspectos anteriormente mencionados (impacto y alcance) junto a la recurrencia de los fenómenos volcánicos, para cada zona de peligro definida en los capítulos 4. y 5.

3.2.7. Metodología

Aquí se describen los métodos que se utilizarán en el análisis. Estos métodos podrían ser geológicos, numéricos, sustentados en base de datos, trabajo de campo, probabilísticos, o una combinación de ellos. También se debe describir el tipo y cantidad de datos requeridos por la metodología. Si es necesario, la metodología debería incluir la definición y métodos utilizados para calcular la exposición, vulnerabilidad, riesgo o cualquier otro resultado derivado del desarrollo de los peligros y su impacto.

Este trabajo se puede dividir en dos etapas, la primera consiste en crear la zonificación de peligro para cada volcán y la segunda, que implica integrar los peligros considerados en este análisis.



Para la creación de zonas de peligro se definen escenarios eruptivos (subcapítulos 4.3. y 5.3.) a partir de la geología e historia eruptiva de cada volcán (Capítulo 2.), de la cual se pueden obtener parámetros que son necesarios para la modelación numérica. Para calcular la acumulación y dispersión de tefra se utiliza *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016a), una *toolbox* de funciones de *MATLAB* basado en el modelo numérico de advección-difusión *Tephra2* (Bonadonna *et al.*, 2005), el cual presenta interfaces gráficas y opciones que hacen más fácil la “programación” del modelo, calculando la probabilidad de excedencia para una acumulación dada de tefra según el escenario definido por el usuario en base a parámetros como volumen de tefra, altura de columna, entre otros (Subcapítulo 4.2.). Para PBVs se utiliza un modelo “comparativo”, en el cual se recopilan diferentes distancias alcanzadas por balísticos volcánicos en diversos volcanes alrededor del mundo, se comparan según altura y distancias alcanzadas, y posteriormente se definen las zonas de peligro (Subcapítulo 5.2.).

Para la integración de peligros se define una metodología innovadora (Capítulo 6.), la cual utiliza una evaluación semicuantitativa de cada peligro según aspectos como “recurrencia”, “alcance” y “potencial de impacto” (tablas de integración), de modo de poder establecer puntajes para cada zona definida. Posteriormente, se traslapan las zonas de peligro definidas y se generan nuevos puntajes ponderados “finales”, los que representan la cuantificación final del peligro combinado.

3.2.8. Formato de los resultados

Los resultados del análisis pueden ser representados de diversas formas, por ejemplo, mapas de peligros, con respuestas a preguntas específicas, o cuantificación de la probabilidad de ciertos eventos. Un mapa de peligros constituye una representación gráfica de los resultados del análisis de peligros. Los resultados que se presentan pueden también incluir otro tipo de información relevante, incluyendo diagramas, definiciones, o fotografías. Es importante que, independiente del formato escogido, los usuarios sean capaces de comprender los resultados del análisis y sean capaces responder preguntas o problemas propuesto a resolver por el análisis.

En este trabajo los resultados se presentan a través de mapas probabilísticos, zonificados y mapas integrados de peligro, en conjunto a tablas de integración, matrices y gráficos de curvas de peligro. Los mapas probabilísticos y zonificados (subcapítulos 4.4. y 5.4.), cumplen la función de representar un escenario eruptivo que el volcán ha presentado en el pasado. Mientras que los mapas integrados (Subcapítulo 6.5.) cumplen la misión de juntar los peligros involucrados durante una erupción considerando que, éstos no actúan de manera aislada (confluyen a misma área) y por ende hay áreas de mayor peligro (traslape de peligros), y eso es precisamente lo que hay que destacar.

Otros resultados, como tablas de integración y matrices de peligro (Subcapítulo 6.3.), permiten una comparación directa de los peligros en cada volcán por separado; mientras que los gráficos de curvas de peligro combinado (subcapítulos 6.4. y 7.3.2.) facilitan una comparación de peligro entre los volcanes.

3.2.9. Limitaciones e incertidumbres

Aquí es importante describir las limitaciones inherentes en las metodologías y otros aspectos de la evaluación de peligros que se describió en los ítems anteriores. En particular, es importante describir las limitaciones existentes en la presentación de los resultados finales, y que puedan impedir al usuario de estos resultados comprenderlos o responder las preguntas relacionadas al problema.

Algunas limitaciones presentes en este trabajo son principalmente la falta de información y estudios (literatura) para algunos volcanes, ya sea por escaso registro eruptivo, como Callaqui y Tolhuaca (Capítulo 2.), además de la falta de información específica como estadísticas de granulometría asociada a depósitos de tefra, o ángulos y velocidades de eyección para piroclastos balísticos, los que generan una dificultad para representar un escenario eruptivo de forma válida mediante un modelo numérico. Esto último debido a que los modelos numéricos se basan en cálculos probabilísticos y/o analíticos según parámetros volcanológicos, los que tienen mucha incertidumbre debido a las limitaciones en las metodologías de estimación (Bonadonna & Houghton, 2005) y a que pueden ser muy distintos de una erupción a otra (Scollo *et al.*, 2008).

3.2.10. Indicaciones y ejemplos para la utilización de resultados

En esta parte se sugiere incluir cualquier tipo de indicaciones o guía para utilizar los resultados en forma correcta. Esta descripción es opcional, pero puede ser extremadamente útil para ayudar al usuario con la inspección y lectura adecuada de los resultados del análisis. Se pueden incluir ejemplos para obtener respuestas a preguntas específicas o para indicar el resultado del peligro en un lugar determinado.

Primeramente, se analiza el peligro según el historial eruptivo de cada volcán, se definen escenarios eruptivos y representan mediante modelación numérica o comparación y posterior zonificación para cada peligro (subcapítulos 4.4 y 5.4.).

Mediante tablas de integración (Subcapítulo 6.2.), el usuario puede discretizar los diferentes fenómenos volcánicos evaluados según el historial eruptivo del volcán, permitiendo cuantificar el peligro a través de características como: “recurrencia”, “potencial de impacto” y “alcance” de los peligros, todo esto además presentado en forma de matrices de peligro (Subcapítulo 6.3.), donde se puede apreciar una comparación gráfica de los valores asignados a cada peligro en un mismo volcán. Lo anterior, en conjunto a mapas individuales de peligro y finalmente los integrados (Subcapítulo 6.5.), permiten comparar cuantitativamente el nivel de peligro entre todos los volcanes, y a su vez se puede reconocer las características de estos peligros que hacen que sean mayores o menores en cada caso.

La metodología expuesta en este trabajo permite proyectar escenarios eruptivos, destacando áreas propensas a ser afectadas por diversos peligros volcánicos, metodología que se presenta como candidata para evaluar otros edificios volcánicos, cuyos resultados se pueden integrar y comparar con los expuestos en este y otros trabajos (Álvarez, en prep.; Jorquera, 2018). El usuario puede visualizar esta comparación mediante la utilización de los mapas de peligros (individuales o integrados), y de manera aún más “gráfica-estadística” mediante curvas de distribución de peligro, que muestran los valores mínimos y máximos ponderados obtenidos luego de la integración de los peligros en cada volcán, pudiendo reconocer porcentajes de áreas totales cubiertas por las categorizaciones de peligro en cada caso.

La información proporcionada en este trabajo junto a otros (Jorquera, 2018; Álvarez, en prep.) es considerada como una herramienta fundamental para la elaboración de planes de emergencias, además de útil para la educación e información ciudadana y planificación para usos de suelos, donde se puede determinar qué zonas son las de mayor vulnerabilidad ante una emergencia volcánica, vías de escape más seguras y cuáles serán las más afectadas, prever logística o soluciones para casos extremos (suministros, transporte, extracción de población o ganadería).

4. ANÁLISIS DE PELIGRO POR CAÍDA DE TEFRA

4.1. Origen, transporte y caracterización de los depósitos de tefra

Las erupciones explosivas se asocian típicamente a plumas volcánicas subverticales, las que pueden inyectar grandes cantidades de gases y partículas de diversos tamaños y formas en la atmósfera, generalmente conocida como tefra (Bonadonna *et al.*, 2015a). La tefra consta de diferentes partículas de densidad variable, tanto juveniles (magma fresco) como líticas (fragmentos del cono), de tamaños bloques-bombas (métricos; >64 mm) a partículas de tamaño cenizas (micrométrico; <2 mm), transportadas por vientos atmosféricos a escala continental o global, haciendo de este fenómeno volcánico el de mayor alcance. Al ser depositados gravitacionalmente desde el aire, cubren el terreno como un manto uniforme y no se restringen a depresiones topográficas como la mayor parte de los productos volcánicos (ej: coladas de lava en valles). Los mecanismos para la formación de tefra son básicamente tres: (1) pérdida de gases producto de la descompresión dentro del magma cuando alcanza niveles superficiales la corteza terrestre (erupciones magmáticas), (2) enfriamiento y fragmentación explosiva del magma durante el contacto con agua subterránea y/o superficial como hielo, nieve o lluvia (erupciones hidromagmáticas), y (3) la fragmentación e incorporación de partículas desde las paredes del conducto en procesos de colapso de cráter/calderas o “voladura” del material suprayacente durante erupciones vulcanianas o de vapor sobrecalentado (erupciones freáticas; Heiken & Wohletz, 1985 en Romero *et al.*, 2015).

Las partículas son transportadas en forma ascendente generando columnas eruptivas (Figura 4.1.), las cuales consisten de una zona inferior alimentada por la descarga de gas caliente y partículas que se elevan a velocidades de varios cientos m/s. A medida que el material sale del respiradero, su densidad aparente suele ser mayor que la de la atmósfera circundante, y la ascensión del material como un chorro (*jet*) se produce por despresurización de gases. Esta fase de chorro se extiende típicamente hasta varios km por encima del foco eruptivo y se caracteriza por ser un flujo altamente turbulento (Figura 4.1.). El aire circundante es incorporado en la región de empuje gaseoso (*gas thrust*) por el desarrollo de corrientes turbulentas a lo largo de los márgenes de la pluma, donde se calienta y expande, produciendo una disminución en la densidad de ésta con la

altura. Una transición crítica ocurre cuando la densidad aparente de la zona de *gas thrust* se vuelve menor que la atmósfera circundante, ahora la rápida expansión del aire y flotabilidad controlan el ascenso del material. Esta fase convectiva representa una gran parte de "tronco" de la pluma y puede extenderse por decenas de km en la atmósfera (Figura 4.1.). La atmósfera de la Tierra disminuye en densidad con la altura y, finalmente, la parte convectiva de la pluma alcanzará un nivel en el que las densidades de ella y la atmósfera circundante sean las mismas (Figura 4.1.). En este punto, la flotabilidad ya no es la fuerza motriz principal, y el material comenzará a moverse lateralmente en un nivel de flotación neutra (H_b). Sin embargo, la altura final (H_t) será más alta que este nivel debido a la inercia que tiene la pluma cuando alcanza el nivel de flotabilidad neutral. Entre H_t y H_b , el material se propaga lateralmente como una corriente de gravedad para formar una gran intrusión en forma de hongo en la atmósfera conocida como la región paraguas (Figura 4.1.; Carey & Bursik, 2015), generándose mecanismos de difusión y advección, que influyen directamente en el transporte y depósito de los piroclastos (Carey & Sparks, 1986).

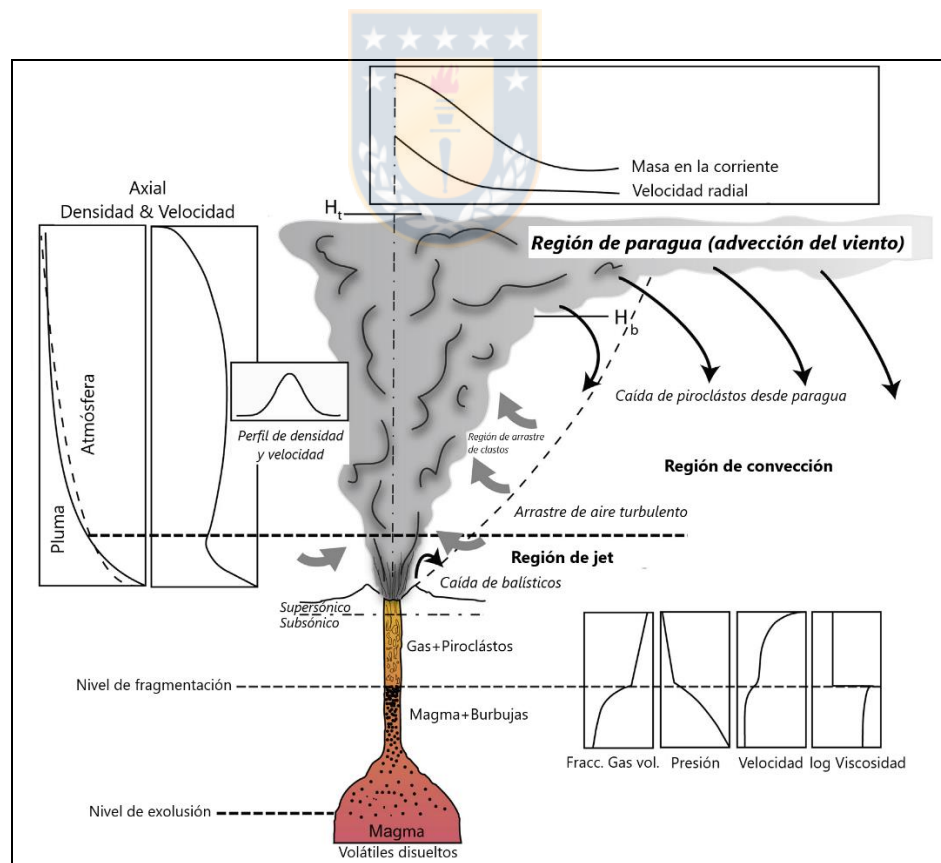


Figura 4.1. Esquema general de una columna eruptiva y sus parámetros físicos. Modificado de Cioni *et al.* (2015).

Los fragmentos piroclásticos o tefra tienen un amplio rango de densidad. Varían desde vesiculares de baja densidad (pómez y escoria), hasta cristales y fragmentos líticos muy densos (Crandell *et al.*, 1984). Si son depositados en agua, los fragmentos de pómez pueden formar mantos superficiales de material flotante. La densidad total de un depósito piroclástico de caída varía entre 500 y 1.500 kg/m³ para depósitos secos recién caídos y ligeramente compactados. Esta densidad aumenta con el tiempo y, consecuentemente, el espesor disminuye.

Mediante la combinación de distintas características de depósitos de caída de tefra (ej: componentes, granulometría, volumen emitido, tasas de descarga, etc.) es posible establecer de manera empírica los distintos estilos eruptivos que caracterizan a la actividad volcánica:

- i) Depósitos estrombolianos: actividad explosiva intermitente y de corta duración, que inyecta piroclastos a decenas de cientos de metros de altura, con plumas eruptivas que ocasionalmente sobrepasan los 10 km s.n.c. mantenidas por erupciones consecutivas (estrombolianas violentas; Parfitt, 2003). Las explosiones individuales eyectan entre 0,01-50 m³ de piroclastos, con tasas de descarga de 10⁴-10⁶ kg/s (Houghton & Gonnerman, 2008). Los materiales más gruesos edifican conos de escoria en zonas proximales (actividad prolongada) con comunes depósitos de salpicaduras de lava y bombas-bloques (<2 km, erupción vn. Navidad 1988-89; Moreno & Gardeweg, 1989), y depósitos escoriáceos en zonas medias (~8 km). Miembros proximales a distales pueden presentar intercalaciones de capas de lapilli con cenizas debido a cambios breves del estilo eruptivo (Romero *et al.*, 2015).
- ii) Depósitos vulcanianos: actividad causada por un fluido rico en gases o acumulación de una masa blanda de cristal/vesículas en la parte alta de la columna de magma (“tapón”), la cual colapsa por incremento de la presión, produciendo una violenta emisión de materiales sólidos con gran cantidad de líticos (limpieza conducto), menores juveniles y abundante gas (Self *et al.*, 1979). Los productos generalmente incluyen composiciones basálticas a andesíticas, emisiones de bombas y tefra fina distales en cantidades pequeñas a moderadas (<1 km³) acompañada de columnas eruptivas <20 km, durando entre algunos segundos a varios minutos (Morrissey & Mastin, 2000). De esta forma, la actividad vulcaniana sería

un transitorio entre estilos hacia uno estromboliano, o precursora de una actividad mayor (subpliniano-pliniano).

- iii) Depósitos subplinianos y plinianos: en general se relacionan a magmas silíceos, pero se han reportado erupciones basálticas a andesíticas (Naranjo & Stern, 2004). Las columnas suelen alcanzar alturas troposféricas a estratosféricas (~30 km), manteniéndose decenas de horas antes de colapsar. La tefra caída puede cubrir cientos a miles de km² con volúmenes de 0,1-10 km³, variando los espesores desde varios metros en sectores proximales, con depósitos estratificados acompañado de bombas y material juvenil pumíceo y grueso; mientras que, en partes distales a decenas de km de la fuente, se pueden observar gruesas capas de lapilli que terminan con tenues capas de ceniza muy fina. La nube de ceniza puede dar la vuelta al mundo, como ocurrió en la reciente erupción del Cordón Caulle (Collini *et al.*, 2012).

Para determinar las zonas afectadas por caída de tefra en los volcanes en estudio, se realiza una recopilación de las erupciones recientes e históricas generadoras de volúmenes importantes de tefra. Además, es necesario complementar esta información con estudios detallados en otros volcanes alrededor del mundo (por ejemplo, para el volcán Tolhuaca), en conjunto a su actividad eruptiva. Posterior a la revisión, se definen parámetros (volúmenes, tamaños de grano, densidad, alturas de columnas) que ayudan a determinar la evaluación del peligro realizada mediante el modelado numérico.

4.2. Modelo *TephraProb*

4.2.1. Generalidades

TephraProb (Biass *et al.*, 2016a) es una *toolbox* de funciones de *MATLAB* diseñada para producir evaluaciones probabilísticas de peligro por acumulación de tefra según escenarios definidos por el usuario, basado en el modelo numérico de advección-difusión *Tephra2* (Bonadonna *et al.*, 2005; Connor & Connor, 2006; Connor *et al.*, 2019). Este “paquete” consiste en una sucesión de interfaces gráficas de usuario (*Graphic User Interfaces-GUI*) que ayudan a:

- i) Generar y recopilar los datos de entrada necesarios (grilla de cálculo, perfiles de viento, historial de erupciones).
- ii) Procesar los datos de tamaños de grano (distribución total, modelo de agregación).
- iii) Analizar estadísticamente los perfiles de viento a partir de la base de datos de análisis NOAA NCEP/NCAR *Reanalysis* (Kalnay *et al.*, 1996) o ECMWF Era-Interim (Dee *et al.*, 2011).
- iv) Identificar escenarios eruptivos basados en datos de *Global Volcanism Program (GVP)* del *Smithsonian Institution* (casos limitados disponibles; Simkin & Siebert, 1994).
- v) Ejecutar el modelo numérico en un rango de escenarios completamente deterministas a estocásticos en *CPU's* individuales y *clústers*.
- vi) Procesar y mostrar datos de salida (mapas de probabilidad para una acumulación de tefra determinada, isomasa, curvas de peligro).
- vii) Exportar mapas de peligro (*ArcGIS*, *Google Earth*).

4.2.2. Algoritmo *Tephra2*

El modelo *Tephra2* (Bonadonna *et al.*, 2005; Connor & Connor, 2006; Connor *et al.*, 2019) calcula el total de masa por unidad de área, M (kg/m²), tefra acumulada en un lugar dado del suelo de coordenadas (x, y) debido a una erupción explosiva. La simulación numérica de acumulación de tefra se basa en la ecuación de advección-difusión (Suzuki, 1983; Armienti *et al.*, 1988; Connor *et al.*, 2001) que se expresa mediante una ecuación de conservación de masa simplificada para la cual se puede determinar una solución analítica. Esta solución analítica se escribe como:

$$M(x, y) = \sum_{i=0}^{H_t} \sum_{j=\varphi_{min}}^{\varphi_{max}} M_{i,j}^o f_{i,j}(x, y) \quad (1)$$

de forma de ilustrar la relación entre la distribución del tamaño de partícula, la geometría de la columna y la distribución de masa de tefra dentro del depósito mapeado. El lado derecho de la ecuación (1) consta de dos partes. $M_{i,j}^o$ describe la distribución de la masa de tefra dentro de la columna de erupción en función de la altura y el tamaño de las partículas. La columna de erupción se discretiza en i capas atmosféricas. Inicialmente, la tefra se distribuye entre estas capas dentro de la columna de erupción entre el respiradero y la altura máxima de la columna, H_t . Por ejemplo, una

distribución aleatoria uniforme podría usarse para reflejar la estructura de una pluma fuerte bien mezclada (una pluma volcánica que no se dobla en el viento), o se podría usar una distribución beta para modelar la segregación de partículas en la columna en función del tamaño de las partículas y la velocidad de sedimentación. Por lo tanto, $M_{i,j}^o$ es un término fuente unidimensional para la dispersión de tefra en la atmósfera, que solo varía en función de la altura. Diferentes supuestos sobre la distribución del tamaño de partícula en la columna de erupción, la masa total y la altura máxima de la columna de erupción afectarán la distribución de masa en el depósito. Los métodos numéricos se utilizan para investigar los rangos de valores posibles de estos parámetros de la columna eruptiva para un depósito determinado.

La variable $f_{i,j}(x, y)$ en la ecuación (1) describe la difusión atmosférica de partículas de tefra de tamaño j que se liberan de la capa de la columna i y luego son advectadas por el viento lejos de la columna en erupción. Las partículas de tefra de diferentes tamaños tienen velocidades de sedimentación variables en la atmósfera, las cuales son reflejadas finalmente en su tiempo total de caída; el tiempo de caída se mide desde el punto de liberación de una partícula en la columna de erupción hasta su depositación en la superficie del suelo. Por ejemplo, partículas grandes con velocidades de sedimentación más rápidas se dispersarán menos en el depósito que las partículas pequeñas con velocidades de sedimentación más lentas, si ambas se liberan desde la misma altura. De manera similar, las partículas de una velocidad de sedimentación determinada se dispersarán más cuando se liberen desde una posición más alta en la columna de erupción que cuando se liberan más abajo en la columna. La distribución de masa en el depósito se ve fuertemente afectada por el tiempo total de caída de las partículas, que a su vez, depende de sus velocidades de sedimentación. El modelado de partículas dentro de un rango limitado de velocidades de sedimentación (partículas de tamaño y densidad similares) permite valores de $f_{i,j}(x, y)$, y por lo tanto $M_{i,j}^o$, para estar mejor restringido para una fracción de masa dada $M(x, y)$ mapeada en un depósito específico.

La velocidad de sedimentación de una partícula es una función de múltiples parámetros que incluyen densidad de partículas, volumen de partículas, forma de partículas, propiedades atmosféricas, aceleración gravitacional y número de Reynolds local (Bonadonna *et al.*, 1998). *Tephra2* emplea una formulación de velocidad de sedimentación propuesta por Bonadonna *et al.* (1998) que cambia en función de si una partícula sedimenta mediante un régimen laminar,

intermedio o turbulento a diferentes alturas en la atmósfera (ecuación (2)), donde ρ_j es la densidad y d_j es el diámetro de las partículas de un tamaño de clase j , $\mu=0,000018325$ Pa*s es la viscosidad del aire, $g=9,81$ m/s² es la gravedad, ρ_a es la densidad del aire en la capa k de la atmosfera, con $\rho_a = 1,293e^{-h_k/8200}$; donde h_k es la altura sobre el nivel del mar del centro de la capa atmosférica k .

$$v_j = \begin{cases} \frac{\rho_j g d_j^2}{18\mu} & \text{si es laminar, } Re < 6, \\ d_j \left[\frac{4g^2 \rho_j^2}{225\mu\rho_j} \right]^{\frac{1}{3}} & 6 \leq Re < 500, \\ \left[\frac{3,1\rho_j g d_j}{\rho_a} \right]^{\frac{1}{2}} & \text{si es turbulento, } Re \geq 500, \end{cases} \quad (2)$$

La densidad de las partículas de tefra también varía en función del tamaño de las partículas, dado que las partículas gruesas contienen numerosas vesículas y es más probable que las partículas finas estén formadas por cristales individuales. *Tephra2* utiliza un modelo lineal para aproximar este cambio en la densidad de las partículas en función del tamaño de las partículas (ecuación (3); Bonadonna & Phillips, 2003):

$$\rho_j = \begin{cases} \rho_{min} & \text{si es grueso, } \varphi_j < \varphi_C, \\ \rho_{max} - \frac{(\rho_{max} - \rho_{min})(\varphi_j - \varphi_F)}{(\varphi_C - \varphi_F)} & \varphi_C \leq \varphi_j < \varphi_F, \\ \rho_{max} & \text{si es fino, } \varphi_j \geq \varphi_F, \end{cases} \quad (3)$$

donde ρ_{min} y ρ_{max} son las densidades medias de las fracciones más gruesas y finas del depósito, respectivamente. El límite de partículas gruesas se define como φ_C , para partículas finas se define como φ_F , con una densidad de partículas que varía linealmente entre los dos. *Tephra2* asume densidades fijas para partículas finas y gruesas, por lo que un único factor afecta la velocidad de sedimentación es, d_j , el diámetro de la partícula.

El tiempo total de caída de una partícula se calcula sumando los tiempos de caída a través de múltiples capas atmosféricas, desde la altura inicial de liberación de la partícula en la columna de erupción, H_i , hasta la caída de la partícula al suelo:

$$t_{i,j} = \sum_{k=0}^{H_i} \frac{z_k}{v_j}$$

(4)

donde z_k es el espesor de la capa k . Se asume que la velocidad de sedimentación es constante dentro de una capa atmosférica determinada, k , por lo que la suma debe realizarse en pasos suficientemente pequeños para evitar grandes errores de velocidad de sedimentación. Además, se supone que una partícula alcanza instantáneamente su velocidad de sedimentación dentro de la capa k . Este supuesto es razonable para niveles bajos en la atmósfera, pero no necesariamente cierto para niveles altos en la atmósfera (>40 km), donde la baja densidad atmosférica crea velocidades de asentamiento muy altas.

La difusión total de partículas de tamaño j que se liberan desde la altura H_i con un tiempo total de caída, $t_{i,j}$, se estima utilizando un modelo lineal Fickian, para partículas gruesas y, no-lineal para partículas finas, con un cambio entre los dos modelos determinado por un parámetro τ , conocido en el código *Tephra2* como *fall time threshold* (FTT):

$$\sigma_{i,j}^2 = \begin{cases} 4K(t_{i,j} + t'_i) & \text{si } t_{i,j} < \tau, \\ \frac{8C(t_{i,j} + t'_i)^{5/2}}{5} & \text{si } t_{i,j} \geq \tau, \end{cases}$$

(5)

donde K es el coeficiente de difusión de Fickian, C es la constante de *eddy* turbulenta ($0,04 \text{ m}^2/\text{s}$), t'_i es el aumento del tiempo de difusión horizontal que explica la expansión de la columna eruptiva con la altura. Para partículas relativamente gruesas, $t_{i,j} < \tau$, la difusión se supone lineal con respecto al tiempo total de caída. Se ha demostrado (Suzuki, 1983; Bonadonna *et al.*, 2005) que para las partículas pequeñas que se encuentran en los depósitos de caída de tefra, $t_{i,j} \geq \tau$, la difusión no es lineal con respecto al tiempo total de caída de partículas. El análisis de los depósitos sugiere que un valor para τ de aproximadamente 1 hr suele ser apropiado (Bonadonna *et al.*, 2005). En esta formulación se considera la difusión como isotrópica en la dirección horizontal (X, Y); se desprecia la difusión vertical.

La variable t'_i refleja un cambio en el ancho de la columna eruptiva con la altura, una característica de las columnas las cuales efectivamente amplían el área afectada por el depósito resultante de tefra. Suzuki (1983) utiliza: $t'_i = [0,2h_i^2]^{2/5}$; misma utilizada por el modelo.

Dados estos detalles importantes y complejos, es posible estimar la difusión y la advección lejos de la columna eruptiva:

$$f_{i,j}(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma_{i,j}^2} \exp \left[-\frac{(x - \bar{x}_{i,j})^2 + (y - \bar{y}_{i,j})^2}{2\sigma_{i,j}^2} \right] \quad (6)$$

con $\bar{x}_{i,j} = x_0 + \sum_{k=0}^{H_i} \frac{w_{x,k} z_k}{v_{j,k}}$; $\bar{y}_{i,j} = y_0 + \sum_{k=0}^{H_i} \frac{w_{y,k} z_k}{v_{j,k}}$ como las coordenadas del centro de la distribución bivalente Gaussiana.

Las partículas se originan a partir de una fuente de liberación puntual en la columna de erupción (x_0, y_0, H_i) y son advectadas por el viento (componentes de velocidad $w_{x,k}$ y $w_{y,k}$). Por lo tanto, la dirección y la velocidad del viento pueden variar en función de la altura, pero por simplicidad se mantiene homogénea horizontalmente.

La ecuación (6) muestra que $\sigma_{i,j}^2$ representa la varianza de una distribución Gaussiana, y las ecuaciones (4) y (5) indican que este término de dispersión está controlado directamente por un modelo de difusión que depende de la velocidad de sedimentación de las partículas y, por lo tanto, del tamaño de las partículas.

Tephra2 asume que la distribución de tamaño de partícula total (para toda la masa eruptada de tefra) sigue una distribución log-normal (normalmente se distribuye en unidades ϕ) (Inman, 1952; Fisher & Schmincke 1984 en Connor *et al.*, 2019). Por lo tanto, la fracción de partículas en la clase de tamaño j es:

$$f_j(\phi) = \frac{1}{2\pi\bar{\sigma}_\phi} \exp \left[-\frac{\phi - \bar{\mu}_\phi}{2\bar{\sigma}_\phi^2} \right] \quad (7)$$

donde $\bar{\mu}_\varphi$ y $\bar{\sigma}_\varphi^2$ son la media y la varianza estimada de la distribución del tamaño de partícula, respectivamente. Un modelo de pluma simple (Sparks *et al.*, 1992; Woods, 1995; Ernst *et al.*, 1996; Bonadonna & Phillips, 2003; Sparks *et al.*, 1997 en Connor *et al.*, 2019):

$$f_i(z) = U[H_{min}, H_t] \quad (8)$$

asume que todas las partículas están distribuidas uniformemente dentro de la columna eruptiva entre H_{min} y H_t , independientemente del tamaño de las partículas; para las plumas fuertes, H_{min} y H_t representan la base y la parte superior de la región paraguas, respectivamente. En este caso, la caída de tefra asociada con el desarrollo o las etapas declinantes de la pluma no se tienen en cuenta, ni la sedimentación en los márgenes de la pluma durante la erupción constante (Ernst *et al.*, 1996) o el transporte balístico (Fagents & Wilson, 1993). Alternativamente, se puede usar una función de densidad de probabilidad para describir la distribución de tefra liberada de la columna en erupción como una función de la altura sobre la fuente (*vent*). *Tephra2* emplea un modelo de pluma utilizando la distribución beta:

$$f_i(z) = \frac{1}{B(\alpha, \beta)} z^{\alpha-1} (1-z)^{\beta-1} \quad (9)$$

donde $B(\alpha, \beta) = \frac{\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)}$, con $\alpha > 0$ y $\beta > 0$; y $\Gamma()$ como función gamma. Si $\alpha = \beta = 1$, entonces la función beta es igual a la función de distribución uniforme aleatoria (ecuación (8)). Para casos cuando $1 \leq \alpha \leq 2$, con $\beta < 1$, las alturas de emisión de partículas están sesgadas a la parte superior de la columna eruptiva; cuando $\beta \geq 1$, las alturas de emisión de partículas están sesgadas a la parte inferior de la columna eruptiva. Así, la ecuación (10) describe el total de la masa de tefra, $M_{\varphi_{min}}^{\varphi_{max}}$, entre las clases de tamaño φ_{min} y φ_{max} .

$$M_{i,j}^o = M_{\varphi_{min}}^{\varphi_{max}} f_j(\varphi) f_i(z) \quad (10)$$

Dados estos supuestos del modelo, todo está en su lugar para calcular la carga de masa de tefra, $M(x, y)$, usando los parámetros del modelo descritos.

4.2.3. Parámetros de entrada (*input*)

- **Grilla y puntos de calculo**

TephraProb requiere un conjunto de puntos y/o grilla de proyección UTM (*Universal Transverse Mercator*) en la que se calculará la acumulación de tefra. El programa incluye un módulo (*GUI*) en el cual el usuario podrá crear:

- i) Puntos; ingresando las coordenadas (latitud/longitud) de interés, además de especificar la zona UTM del cráter (*vent*).
- ii) Grilla; ingresando coordenadas UTM de las 4 esquinas (máx/min Este y máx/min Norte), la zona UTM del cráter contenida en área de cálculo, y la resolución (espaciamiento latitud/longitud) de la grilla en metros.

Las evaluaciones probabilísticas de peligros se realizan normalmente en una grilla de puntos para producir mapas de probabilidad, lo que resulta en largos tiempos de cálculo. Por esta razón, *TephraProb* permite realizar evaluaciones probabilísticas de peligros solo en unos pocos puntos seleccionados y puede trabajar con *CPU* de múltiples núcleos. Aunque este enfoque no permite compilar mapas probabilísticos de peligros, hace posible producir curvas de peligros.

- **Datos de vientos y post-procesado**

La velocidad del viento es un parámetro clave en cualquier modelo de dispersión de tefra porque controla la advección de la pluma y la sedimentación de la tefra. El modelado probabilístico requiere acceso a conjuntos de datos de viento que abarcan al menos una década para capturar la variabilidad de las condiciones del viento en una región. La mayoría de las evaluaciones de peligros para la dispersión y sedimentación de tefra se basan en conjuntos de datos de Reanálisis (modelos numéricos y observaciones que permiten la obtención de datos meteorológicos), que brindan acceso a décadas de observaciones atmosféricas interpoladas continuamente en el espacio y el tiempo. Los dos conjuntos de datos (*datasets*) más utilizados son: *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) National Centers for Environmental Prediction*

(NCEP/NCAR) *Reanalysis* (proyecto en conjunto a *National Center for Atmospheric Research*; Kalnay *et al.*, 1996); y el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Era-Interim* (Dee *et al.*, 2011). Se puede acceder a los *datasets* a través *TephraProb*, descargar los archivos en formato NetCDF, y luego mediante el mismo módulo de la *toolbox* se ejecuta el procesamiento de los archivos vientos, el cual genera perfiles de viento en formato ASCII de tres columnas, que incluyen la altitud, la dirección y la velocidad del viento. Además, existe una herramienta de análisis estadístico para los perfiles de viento, que permite la visualización en diagramas de rosas y gráficos de Velocidad-Dirección v/s Altura.

- **Distribución total del depósito (TGSD)**

Existe una tendencia general del material grueso a acumularse en las áreas proximales, mientras el material fino es transportado hacia zonas distales (Kobayashi & Okuno, 2003). La volcanología física utiliza dos tipos de datos de granulometría: mediciones individuales de distribución de tamaño de grano (*Grain Size Distribution, GSD*) realizadas sobre muestras pequeñas, en intervalos estratigráficos limitados para sitios específicos, y la "Distribución total del depósito" (*Total Grain Size Distribution-TGSD*) donde se estima el tamaño de grano de la población completa de clastos al juntar varios análisis individuales (Bonadonna & Houghton, 2005). Comúnmente el análisis se realiza en términos estadísticos, por lo cual se trabaja con parámetros como mediana y desviación estándar (Inman, 1952), selección de Cas & Wright (1987 en Romero *et al.*, 2015) y rango de tamaños mínimos y máximos de partículas.

Observaciones directas y estudios experimentales han demostrado que la mayoría de las partículas <100 μm de diámetro caen principalmente como "agregados" de tres tipos, según la cantidad de líquido involucrado: "agregados secos", "lapilli acrecional" y "lluvia de lodo" (Bonadonna *et al.*, 2002). *TephraProb* introduce y explica la "agregación" utilizando el método empírico de Bonadonna *et al.* (2002), en el que se elimina de la fracción fina del TGSD una proporción de masa igual al parámetro de agregación empírica, y luego se redistribuye por igual entre rangos que van desde -1ϕ hasta $3-4 \phi$ (diámetro máximo para agregados). La fracción fina se define como todos los diámetros iguales o más finos que el diámetro máximo de agregados.

- **Parámetros del escenario eruptivo (*Eruption Scenario Parameters-ESP*)**

TephraProb se diseñó para ofrecer la mayor flexibilidad posible para modelar erupciones de forma estocástica junto a simulaciones de Monte Carlo, se presenta las incertidumbres aleatorias de la intensidad eruptiva y las condiciones del viento. Destacar que, según datos fijos o variables ingresados (altura máx-min para columna, entre otros), Biass *et al.* (2014, 2016b) establecen diferentes escenarios y procesos para el cálculo de acumulación de tefra. En este caso, se implementan escenarios definidos por parámetros (Tabla 4.1.) determinísticos fijos (*One Eruption Scenario-OES*) con condiciones variables de viento; entre estos, se necesita la ubicación del cráter o foco eruptivo en coordenadas UTM; altura de la columna eruptiva (máx.=min.); masa total eruptada (máx.=min.); perfiles de viento (*ECMWF Era-Interim*; Dee *et al.*, 2011); Distribución total de tamaños de grano (*TGSD*); n° de simulaciones; y parámetros del algoritmo de *Tephra2*.

Tabla 4.1. Resumen de la planilla de datos *input* requeridos por *TephraProb* para la creación de escenarios eruptivos.

CRÁTER	
<i>volcano_name</i> :	nombre del volcán
<i>vent_easting</i> :	coordenada UTM Este
<i>vent_northing</i> :	coordenada UTM Norte
<i>vent_zone</i> :	zona UTM
<i>vent_ht</i> :	altura del cráter (m s.n.m.)
PARAMETROS ERUPTIVOS	
<i>min_ht</i> :	altura mínima de columna (m s.n.m.)
<i>max_ht</i> :	altura máxima de columna (m s.n.m.)
<i>min_mass</i> :	masa mínima (kg)
<i>max_mass</i> :	masa máxima (kg)
<i>min_dur</i> :	tiempo mínimo de duración
<i>max_dur</i> :	tiempo máximo de duración
<i>constrain</i> :	Boolean 0/1. 0 para pluma y masa modelada independientemente
VIENTO	
<i>nb_wind</i> :	números de perfiles de viento
<i>wind_start</i> :	fecha del primer perfil de viento
<i>wind_per_day</i> :	perfiles de viento por día
RUN	
<i>long_lasting</i> :	1 para <i>long lasting</i> ; 0 para <i>short lasting</i>
<i>ht_sample</i> :	modelado de pluma (0: uniforme; 1: logarítmica)
<i>nb_runs</i> :	numero de simulaciones
<i>write_conf</i> :	escribir archivos de configuración para correr el modelo (1; Boolean 0/1)
<i>write_gs</i> :	escribir archivos de TGSD para correr el modelo (1; Boolean 0/1)
<i>write_fig_all</i> :	guardar figuras para toda la simulación (1; Boolean 0/1)

Continuación de la Tabla 4.1.

TGSD	
<i>max_phi:</i>	partícula más gruesa (en phi)
<i>min_phi:</i>	partícula más fina (en phi)
<i>min_med_phi:</i>	mediana mínima (en phi)
<i>max_med_phi:</i>	mediana máxima (en phi)
<i>min_std_phi:</i>	desv. estándar mínima (en phi)
<i>max_std_phi:</i>	desv. estándar máxima (en phi)
<i>min_agg:</i>	parámetro de agregación mínimo empírico (entre 0-1)
<i>max_agg:</i>	parámetro de agregación máximo empírico (entre 0-1)
<i>max_diam:</i>	tamaño de diámetro máximo afectado por agregación (en phi)
Tephra2	
<i>eddy_const:</i>	coeficiente de difusión para partículas finas
<i>diff_coeff:</i>	coeficiente de difusión para partículas mayores
<i>ft_thresh:</i>	<i>fall-time threshold</i> para cambio regimen difusión (s)
<i>lithic_dens:</i>	densidad de líticos
<i>pumice_dens:</i>	densidad de pómez
<i>col_step:</i>	n° de pasos de integración en la columna
<i>part_step:</i>	n° de pasos de integración TGSD
<i>alpha:</i>	parámetro alfa de distribución beta en la pluma
<i>beta:</i>	parámetro beta de distribución beta en la pluma

4.3. Escenarios de emisión de tefra

4.3.1. Volcán Callaqui

La cronología eruptiva histórica indica seis erupciones desde el año 1751, pequeñas explosiones freatomagmáticas (Arancibia, 2006); y a lo menos seis eventos recientes-holocenos explosivos entre los 10.000 y 320 años AP, alcanzando un IEV <4 (Polanco, 1998).

Dado el escaso registro eruptivo, además de literatura e investigaciones sobre la actividad reciente e histórica de este macizo, es necesario realizar una comparación con otros volcanes en el mundo de similares características eruptivas, morfológicas, composicional, entre otras. De esta manera, ejemplares en Nueva Zelanda como el Mt. Ruapehu y Tongariro; en Estados Unidos, el Mt. Rainier (Tabla 4.2.) pueden darnos a entender de mejor manera eventos eruptivos similares a esperados en un futuro para el volcán Callaqui.

Tabla 4.2. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre el vn. Callaqui, Mt. Ruapehu, Mt. Tongariro y Mt. Rainier.

	Volcán Callaqui	Mt. Ruapehu	Mt. Tongariro	Mt. Rainier
Altura	3.087 m s.n.m.	2.797 m s.n.m.	1.978 m s.n.m.	4.392 m s.n.m.
Morfología	Estratovolcán mixto/Fisural	Estratovolcán mixto/Fisural	Estratovolcán mixto/Fisural	Estratovolcán mixto
Composición	Andesítico a andesítico-basáltico de medio-alto K (Polanco <i>et al.</i> , 2000)	Andesítica (Manville <i>et al.</i> , 2000)	Andesítico a andesítico-basáltico	Andesítico-dacítico (Lescinsky & Sisson, 1998).
Cráteres	Numerosos <i>vents</i> a lo largo de una fisura de 11 km	Numerosos <i>vents</i> en torno a sistema fisural, más activo y principal: <i>South Crater</i>	Numerosos <i>vents</i> en torno a sistema fisural	2 cráteres (O superpuesto a E)
Tipo Erupción	Explosivas entre 10.000 y 320 años AP. Últimamente actividad freatomagmática (1978)	Freáticas, freatomagmáticas, magmáticas a subplinianas, menores estrombolianas	Freáticas, freatomagmáticas, pliniana a subpliniana. (Pardo <i>et al.</i> , 2014)	Explosiva intensa (10 a 1 Ka)
Productos eruptivos	Lavas, lahares, flujos de detritos, escasa emisión de tefra	Lahares, lavas, tefra, balísticos, avalanchas o flujos de detritos	Lahares, lavas, tefra, balísticos, CDP's, avalanchas o flujos de detritos	Flujos lávicos hasta 25 km desde la cima, caída de tefra, CDP's, proyectiles balísticos
Glaciares/lago	0.42 km ³ en la cima	Presencia de pequeño lago ácido en cráter principal (<i>Crater Lake</i>)	<i>Blue Lake</i> , <i>Esmerald Lake</i>	4 km ³ (Driedger & Kennard, 1986; en Lescinsky & Sisson, 1998) altitudes bajas
IEV	<4 (Ka)	1-3	2-3/5(Ka)	1-2/<4 (Ka)
Volumen de tefra (km³)	?	0,012 (1996)	0,9 (Ka)/0,0003 (2012)	0,08-0,3 (Ka)
Última actividad	1980	2007	2012	1450-1894?
Recurrencia eruptiva	1.000 años (Polanco <i>et al.</i> , 2000)	Constante, cada 10 años (1996, 97-2007)	-	1.000 años (Mullineaux, 1974)

El Mt. Ruapehu es el estratovolcán andesítico más alto y grande del centro de la Isla Norte de Nueva Zelanda, se ubica en el extremo Sur de la Zona Volcánica de Taupo (Hackett & Houghton, 1989). Fue construido en al menos cuatro episodios que involucran erupciones de *vents* centrales (cima) y flanco. Presenta una amplia actividad holocena acompañada de la actividad del Mt. Tongariro (Tabla 4.3.), este último de tipo fisural-mixto, dispuesto inmediatamente al NE del Ruapehu. Los depósitos de tefra son producidos desde diversos *vents* centrales y laterales a lo largo de un lineamiento de tendencia NNE (Ruapehu) y NE-SO (Tongariro).

La actividad histórica del Mt. Ruapehu consiste en erupciones freáticas a freatomagmáticas (Healy *et al.*, 1978; Nairn *et al.*, 1979 en Kilgour *et al.*, 2010), con al menos 40 registros desde

1945 (Hackett & Houghton, 1989), y episodios magmáticos mayores que ocurrieron en 1945 y 1995-96 (Kilgour *et al.*, 2010), con volúmenes mucho menores en relación a la actividad pasada y columnas del orden de 20 a 6 km (Manville *et al.*, 2000). Se describe además actividad con explosiones *surtseyan*, balísticos confinados a la cima (Houghton *et al.*, 1987), rara actividad estromboliana y caída de cenizas en eventos subplinianos (Donoghue, 1991 en Kilgour *et al.*, 2010). Por su parte, el Mt. Tongariro tuvo su última actividad en agosto del 2012, de corta duración (~minuto), con volumen de tefra emitido de ~231.000-280.400 m³, y una columna de ~10 km s.n.c. (Pardo *et al.*, 2014); actividad similar a la observada en 1892 y 1896, con productos de balísticos y corrientes de densidad piroclástica, en conjunto a piroclastos pumíceos densos y cenizas.

Tabla 4.3. Resumen de los depósitos de caída andesíticos holocenos del Mt. Ruapehu y Tongariro (Pardo *et al.*, 2014; Hackett & Houghton, 1989).

Edad o intervalo (años AP)	Descripción	Volúmenes extrapolados (km ³)	Actividad
0-1.800	Capas de ceniza fina a media con lapilli escoriácea proximal. <i>Crater Lake</i> ; <i>vents</i> al S y N de Tongariro	2,8	Innumerables erupciones pequeñas explosivas magmáticas, freatomagmáticas y domos
4.800-7400	Pequeña cantidad de ceniza. Ruapehu y Tongariro <i>vents</i>	2,3	Hiatus de explosividad relativo
9.700	Depósitos lobulados de lapilli escoriácea vesicular; NNO, NE y SE. <i>Vents</i> de Tongariro	1,3-0,9	Única erupción subpliniana
9.800	Lóbulo de lapilli andesítico/dacítico NNE. <i>Vent</i> de Tongariro	0,4	Única erupción subpliniana
9.800	Depósito lobulado de lapilli escoriáceo, NNO Ruapehu, <i>Pinacle Ridge</i>	0,2	Única erupción subpliniana
13.800	Lapilli andesítico, depósito lobular grueso. Tongariro	0,2	Única erupción subpliniana

Considerando el escaso registro de caída de tefra para el volcán Callaqui, en conjunto a la actividad de los macizos análogos descrita anteriormente, se puede determinar 2 escenarios futuros posibles como mínimo, donde el foco eruptivo podría estar centrado a lo largo de la fisura de 11 km del volcán:

- i) Una erupción subpliniana (IEV ~3-4), con una columna de unos 15 km sobre el cráter y un volumen de 0,3-0,4 km³ para un depósito vesicular escoriáceo (recientes para Mt. Rainier, Mullineaux, 1974; 0,4 km³ para Tongariro hace Ka, Hackett & Houghton, 1989).

- ii) Una erupción menor (IEV ~ 2), similar a la actividad de Mt. Ruapehu en junio de 1996, escenario del cual Hurts & Turner (1999) generan un modelamiento para dispersión de tefra con alturas de columna del orden de 7 km s.n.c. y un volumen de $1,2 \times 10^7 \text{ m}^3$.

4.3.2. Volcán Tolhuaca

Este volcán presenta un escaso a nulo registro eruptivo Reciente e histórico, de hecho, según Naranjo *et al.* (2000), no existen registros de caída de piroclastos para este macizo. De esta forma, es necesario hacer una comparación con volcanes similares en cuanto a aspectos morfológicos, composicionales, y con una actividad e historia eruptiva (Tabla 4.4.) de mayor estudio. Ejemplares en la costa Oeste de Estados Unidos, en la Cordillera *Cascade*, se pueden encontrar diversos montes como el Baker, Shasta, y entre ellos el Mt. Rainier. Estos volcanes se catalogan como durmientes, y presentan composiciones similares, mayormente andesítica a menor dacítica, con un historial eruptivo corto y menos frecuente en relación a otros del sector, como el Mt. Santa Helena.

Las emisiones de tefra relacionadas a la actividad pasada de estos montes son relativamente acotadas y de referencias desactualizadas, pero con información relevante para el monitoreo de peligros volcánicos, como dispersión y volúmenes de tefra. El Mt. Baker presenta un pasado eruptivo de 14 Ka, con emisiones pequeñas de tefra y algunas más voluminosas de 0,1-0,2 km³ (entre 0,5-12 Ka; Gardner *et al.*, 1995). El Mt. Shasta presenta erupciones frecuentes en los últimos 10 Ka acompañadas de emisiones de lavas, CDP's y domos, pero solo unos pocos depósitos de tefra importante durante su historia de más de 100 Ka (Miller, 1980), con volúmenes de 0,1 km³ (*Red Banks Tephra*; 9,6-9,7 Ka), aunque se esperan menores ante una futura erupción.

El Mt. Rainier es un productor de tefra moderado en relación con otros volcanes de *Cascade* (Hoblitt *et al.*, 1998), las capas de tefra constituyen una prueba de erupciones repetidas en intervalos irregulares durante los últimos 10.000 años (Mullineaux, 1974). En general, 11 erupciones (Tabla 4.5.) piroclásticas representadas tuvieron una frecuencia promedio de aproximadamente 1 cada 1.000 años. Las capas de tefra sugieren un patrón general de episodios eruptivos bastante cortos, separados por periodos más largos de relativa tranquilidad. Hace aproximadamente 4.000 años AP, el volcán se encontraba relativamente tranquilo (Mullineaux, 1974), y no se registraron nuevas erupciones hasta después de 2.500 años. Posteriormente, fuertes

erupciones piroclásticas con grandes volúmenes de magma generan caída de pómez y escoria. Otra característica notable del registro de tefra es la diferencia considerable en el volumen de material expulsado durante diferentes erupciones. Cálculos aproximados basados en áreas cubiertas y espesores sugieren que el volumen de tefra reciente puede haber sido de hasta 0,3 km³ (capa C; Mullineaux, 1974), bajo una actividad subpliniana (capa C=SL7; Sisson & Vallance, 2009).

Tabla 4.4. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre vn. Tolhuaca y los montes Ruapehu, Baker, Shasta y Rainier.

	Volcán Tolhuaca	Mt. Ruapehu	Mt. Baker	Mt. Shasta	Mt. Rainier
Altura	2.806 m s.n.m.	2.797 m s.n.m.	3.285 m s.n.m.	4.317 m s.n.m.	4.392 m s.n.m.
Morfología	Estratovolcán mixto/Fisural	Estratovolcán mixto/Fisural	Estratovolcán mixto	Estratovolcán mixto	Estratovolcán mixto
Composición	Basaltos a dacitas, con predominio de andesitas-basálticas.	Andesítica (Manville <i>et al.</i> , 2000)	Andesítica a basalto-andesítico, dacítico	Andesítica a basalto-andesítico, dacítico	Andesítico-dacítico (Lescinsky & Sisson, 1998).
Cráteres	3 cráteres, uno sobre impuesto a otros con orientación NO (González-Ferrán, 1995)	Numerosos vents en torno a sistema fisural, más activo y principal: <i>South Crater</i>	2 cráteres (Sherman más activo)	2 principales (Hottum)	2 cráteres (O superpuesto a E)
Tipo Erupción	Más efusiva que explosiva	Freáticas, freatomagmáticas, magmáticas a subplinianas, estrombolianas	Explosiva a magmática, fumarólica	Vulcaniana a pliniana	Explosiva intensa (10-1 Ka)
Productos eruptivos	lavas y depósitos de CDP (Polanco, 2010)	Lahares, lavas, tefra, balísticos, avalanchas o flujos de detritos	Lavas, tefra, CDP's, avalanchas o flujos de detritos, lahares	Domos, CDP's, lavas, tefra (menor medida),	Flujos lávicos hasta 25 km desde la cima, caída de tefra, CDP's, proyectiles balísticos
Glaciares/lago	5 km ² en la cima	Presencia de pequeño lago ácido en cráter principal (<i>Crater Lake</i>)	1,8 km ³ (Gardner <i>et al.</i> , 1995)	~4 km ²	4 km ³ (Driedger & Kennard, 1986; en Lescinsky & Sisson, 1998)
IEV	<4 (Ka)	1-3	2	<3-4	1-2/<4 (Ka)
Volumen de tefra (km³)	?	0,012 (1996)	0,2-0,01	~0,1 a menor más recurrente hace Ka	0,08-0,3 (Ka)
Última actividad	hace Ka; fumarólica débil (González-Ferrán, 1995)	2007	1880-1975 (fumarólica)	1786	1450-1894?
Recurrencia eruptiva	?	Constante, cada 10 años (1996, 97-2007)	?	600-800 años	1.000 años (Mullineaux, 1974)

Tabla 4.5. Capas de tefra emitidas por el Mt. Rainier (EE. UU), diferenciadas y descritas por Mullineaux (1974). En gris se destacan las capas de mayor espesor y distribución.

Capa	Edad	Volumen (km ³)	Espesor (cm)	Distancia (km)/dirección de máx. elongación
X	<1.850	<0,001		
C	2.200 AP	0,18-0,3	30	5/E (aprox)
			15	10/E (aprox)
			8	25/E
B		~0,005		
H		~0,001		
F	5.000 AP	0,025		
S		~0,02		
N		~0,003		
D	6.000 AP	0,045-0,075	10	10/E
			8	5/NE
L	6.400 AP	0,03-0,05	8	10/SE
A		~0,005		
R	>8.750 AP	~0,025		

Teniendo en cuenta los registros comparativos para el volcán Tolhuaca, se definen 2 escenarios posibles:

- i) Una erupción subpliniana (IEV ~3-4), con una columna de unos 15 km sobre el cráter y un volumen de 0,3 km³ para un depósito vesicular escoriáceo (capa C para Mt. Rainier; 0,4 km³ para Ruapehu).
- ii) Una erupción menor (IEV ~2), similar a la actividad del Mt. Ruapehu en junio de 1996, con columnas eruptivas menores a 10 km s.n.m. (escenario Hurts & Turner, 1999), y de volumen de ~0,02 km³ (Capas R-L-S-F; Mt. Rainier).

4.3.3. Volcán Lonquimay

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) presenta registro estratigráfico de al menos 25 erupciones explosivas durante los últimos 10,2 Ka (Polanco, 1998; Gilbert *et al.*, 2012), de las cuales, Bustamante (2013), define alturas de columnas eruptivas y volúmenes emitidos de tefra para 3 erupciones explosivas subplinianas (La Negra, Pewenkura) a plinianas (Manto Amarillo; Tabla 2.5.), compuestas principalmente de escorias negras y pómez amarillas vesiculares andesítica-basáltica a traquidacitas (Bustamante, 2013). El registro histórico (Subcapítulo 2.3.3.) es relativamente escaso en comparación a otros macizos como el vn. Villarrica, pero su última actividad de 1988-1990 es una de las más documentadas y registradas instrumentalmente (Moreno

& Gardeweg, 1989), con la formación del cono Navidad y volumen de tefra emitido de 0,035 km³ con alturas máximas alcanzadas por la columna eruptiva de 9.000 m s.n.m.

La actividad reciente-histórica de este macizo es comparable en cierto grado a símiles generadas por volcanes más activos, como el Villarrica (Chile) y el Mt. Etna (Italia) (Tabla 4.6.).

Tabla 4.6. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre los volcanes Lonquimay, Villarrica y Mt. Etna (Italia).

	Volcán Lonquimay	Volcán Villarrica	Monte Etna
Altura	2.865 m s.n.m.	2.874 m s.n.m.	3.330 m s.n.m.
Morfología	Estratovolcán mixto	Estratovolcán mixto	Estratovolcán mixto
Composición	Basáltica a andesítica-basáltica (Moreno & Gardeweg, 1989)	Basáltica a andesítico-basáltico (Moreno & Clavero, 2006)	Basáltica (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Cráteres	Cono principal truncado y sistema de conos adventicios fisurales (Moreno & Gardeweg, 1989).	Cráter principal y sistema de conos monogenéticos ligados (González-Ferrán, 1995)	Varios y sistema de conos fisurales (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Tipo Erupción	Estromboliano a subpliniano (Bustamante, 2013; Polanco, 2010)	Hawaiana, freatomagmática, vulcaniana y estromboliana (Lara, 2004)-Pliniana (Ka)	Estrombolianas, subplinianas (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Productos eruptivos	Lavas, columna eruptiva, emisión de tefra, CDP's (Polanco, 2010)	Lavas, columna eruptiva, emisión de tefra, CDP's, sismos, lahares	Lavas, columna eruptiva, emisión de piroclastos (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Altura columna eruptiva	9 km s.n.m. (1988-90); ~20 km s.n.m. (Ka; Bustamante, 2013)	>3.000-2.000 m (Petit-Breuilh, 2004); ~10,8-12 km s.n.m. (2015; Romero <i>et al.</i> , 2018)	12 km; 2,5 km s.n.m aprox. (Scollo <i>et al.</i> , 2007, 2008)
IEV	2 a 3 (1989)-4 (Ka)	2 a 3 (2015)-5 (Ka)	1-3
Volumen tefra	0,035 (1989)-0,3 km ³ (Ka)	2,3x10 ⁶ m ³ (2015)-0,8 km ³ (Ka)	10 ⁴ -10 ⁷ m ³
Recurrencia eruptiva	3,6 a 2,2 erupciones por siglo (Polanco, 2010)	18 erupciones por siglo (Petit-Breuilh & Lobato, 1994)	Continua últimamente, 10 a 3 años (Scollo <i>et al.</i> , 2007)

El Volcán Villarrica es un estratovolcán de composición basáltico a basáltico-andesítico de 600 Ka de edad ubicado en los Andes del Sur de Chile (Moreno & Clavero, 2006), actualmente en condiciones de conducto abierto (Pioli *et al.*, 2015). Se caracteriza por un estilo eruptivo estromboliano y efusivo relativamente frecuentes, como la erupción de marzo 2015, con emisión de piroclastos importante (2,3x10⁶ m³, ~10⁹ kg de tefra) y una columna eruptiva de ~10,8-12 km s.n.m. Hace Ka, este mismo macizo tuvo una importante actividad violenta de fases estromboliana-pliniana a vulcaniana (Moreno & Toloza, 2015), generando depósitos escoriáceos de 0,6-0,8 km³ (mantos basal y superior de erupción Pucón, ~3.500 años AP), con densidad promedio de las capas de tefra de 1.400 kg/m³ (P1 y P2 para Silva *et al.*, 2010) y alturas de columnas eruptivas asociadas

de 25-40 km (Moreno & Toloza, 2015). Previo a este episodio, Costantini *et al.* (2011) describe la erupción Chaimilla (3,1 Ka AP), la cual genera varios depósitos de caída ($\sim 0,006-0,4 \text{ km}^3$), con un volumen total de $\sim 0,5 \text{ km}^3$ (IEV 4).

Por otro lado, el Mt. Etna es considerado uno de los más activos de Europa, y por ello, constante peligro para el E de Sicilia, Italia (Scollo *et al.*, 2007). Ha mostrado un patrón de actividad cada vez más explosivo que va desde erupciones estrombolianas a subplinianas (Scollo *et al.*, 2007), las que han inyectado grandes volúmenes de piroclastos en la atmósfera (entre 10^4-10^7 m^3 por evento) durante más de 150 episodios eruptivos (Branca & Del Carlo, 2005). La actividad explosiva alcanzó su clímax en dos grandes erupciones de flanco ocurridas en 2001 y 2002-03, ambas caracterizadas por una actividad explosiva de larga duración. Una pluma débil que se elevó hasta 5.000 m s.n.m., fue arrastrada hacia el SE y causó gran depositación de tefra en los flancos del volcán.

Teniendo en cuenta lo anterior, para el modelo probabilístico se consideran 2 escenarios posibles, según registros históricos-recientes y comparaciones con volcanes análogos:

- i) Una erupción subpliniana (IEV $\sim 3-4$), con una columna de unos 20 km s.n.m. y un volumen de $0,3 \text{ km}^3$ de tefra (erupciones Ka; Bustamante, 2013).
- ii) Una erupción menor (IEV ~ 2), similar a la actividad estromboliana en algunos días de enero de 1990 para la erupción del Cono Navidad de 1988-90 (Moreno & Gardeweg, 1989), con alturas para la columna eruptiva del orden de 9-10 km s.n.m., y un volumen de $0,02 \text{ km}^3$ (símil a Unidad D de la erupción Chaimilla IEV 2; Costantini *et al.*, 2011).

4.3.4. Volcán Llaima

La actividad Reciente se enmarca entre los 13,5-13 Ka AP con una actividad eruptiva pliniana (Naranjo & Moreno, 2005), dando lugar a extensos depósitos ignimbríticos (51-59% SiO_2) superando los 2.000 km^2 de extensión y volumen de 24 km^3 (Ignimbrita Curacautín; Naranjo & Moreno, 2005). Posteriormente, a los 8,8 Ka AP una erupción pliniana genera depósitos de tefra de 4 km^3 de composición dacítica (65% SiO_2) de similar extensión a la anterior con una columna

de 40 km de altura (Naranjo & Moreno, 1991). En cuanto a su actividad histórica (Subcapítulo 2.3.4., Tabla 2.7.) a partir de la gran erupción del año 1640 (IEV 4), la actividad se ha mantenido efusiva a explosiva de baja intensidad con coladas de lava; un total de ~50 erupciones, de las cuales en a lo menos 40 se generan columnas de gases y cenizas acompañadas de eyección de piroclastos de composición basáltica a andesítico-basáltica (Naranjo & Moreno, 2005). Estas erupciones predominantemente estrombolianas con fases subplinianas, como también algunas de tipo hawaiana, se han desarrollado sobre los flancos y cráteres de ambas cimas, con una orientación fisural en dirección de estas (Naranjo & Moreno, 2005).

Tabla 4.7. Resumen de erupciones importantes asociadas a depósitos de tefra recopilados por Navarrete (2017) para el vn. Llaima.

Año erupción/fase	Altura de columna (km s.n.c)	Área cubierta	Espesores a “x” distancia	Distancia máx.
1640, 1751, 1875	-	-	-	hasta ~138 km
1927	4-5	-	20 cm lapilli, 3,5 km	a 6-7 km
1944-1946	3-4	-	-	-
1955-1957	3-12	-	2 cm cenizas, a pie de volcán	-
1994 May	4	37.680 km ² aprox.	2,5 cm lapilli a 3,5 km	300 km
1994 Ago	0,3-3,7	-	-	+ de 80 km
2007-2009 fase 1	-	0,3 km ² (cenizas)	lapilli a 8 km	-
2007-2009 fase 2	~8	-	11 cm (lapilli) a 7 km	-
2007-2009 fase 3	~1	-	-	hasta Argentina
2007-2009 fase 8	0.1	-	-	-
2007-2009 fase 9	5,5	-	-	100 km

Comparando el registro anterior con la actividad histórica-reciente del vn. Villarrica (anteriormente descrita), se denotan similitudes tanto en la recurrencia, estilos y productos eruptivos (Tabla 4.8.), además de los índices de explosividad registrados (IEV). Cabe destacar que el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN, 2015) establece un ranking de los volcanes más activos, en donde los volcanes Llaima y Villarrica ocupan los puestos 2° y 1° respectivamente. De esta forma, es posible definir dos escenarios eruptivos:

- i) Una erupción subpliniana (IEV ~3-4), con una columna de unos 25 km s.n.m. y un volumen de 0,6 km³ para un depósito escoriáceo (erupción vulcaniana-subpliniana Pucón hace Ka para vn. Villarrica; Moreno & Toloza, 2015).
- ii) Una erupción menor (IEV ~2), similar a la actividad estromboliana violenta de 2015 para el vn. Villarrica (Romero *et al.*, 2018), y una columna de ~12 km s.n.m. y un volumen de 0,02 km³ (Unidad D de la erupción Chaimilla IEV~2; Costantini *et al.*, 2011).

Tabla 4.8. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre los volcanes Llaima, Villarrica y Mt. Etna (Italia).

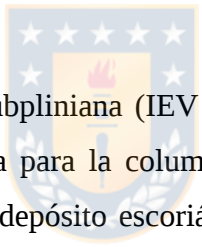
	Volcán Llaima	Volcán Villarrica	Monte Etna
Altura	3.179 m s.n.m. (Llaima)- 2.920 m s.n.m. (Pichillaima)	2.874 m s.n.m.	3.330 m s.n.m.
Morfología	Estratovolcán mixto	Estratovolcán mixto	Estratovolcán mixto
Composición	Basáltica a andesítica-basáltica (Naranjo & Moreno, 2005)	Basáltica a andesítico-basáltico (Moreno & Clavero, 2006)	Basáltica (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Cráteres	Cráter principal y cono de escoria abierto (Naranjo & Moreno, 2005)	Cráter principal y sistema de conos monogenéticos ligados (González- Ferrán, 1995)	Varios y sistema de conos fisurales (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Tipo Erupción	Desde 1954: freatomagmática, hawaiana, estromboliana y subpliniana (Naranjo & Moreno 1991)- Pliniana (Ka)	Hawaiana, freatomagmática, vulcaniana y estromboliana (Lara, 2004)-Pliniana (Ka)	Estrombolianas, subplinianas (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Productos eruptivos	Lavas, CDP's, columna eruptiva, tefra, lahares, sismos (Naranjo & Moreno, 1991)	Lavas, columna eruptiva, emisión de tefra, CDP's, sismos, lahares	Lavas, columna eruptiva, emisión de piroclastos (Scollo <i>et al.</i> , 2007)
Altura columna eruptiva	4 a ~15 (histórico)-11 km s.n.m. (2008)	>3.000-2.000 m (Petit-Breuilh, 2004); ~10,8-12 km s.n.m. (2015; Romero <i>et al.</i> , 2018)	12 km; 2,5 km s.n.m aprox. (Scollo <i>et al.</i> , 2007, 2008)
IEV	2 a 3 (histórico)- 5 (Ka)	2 a 3 (2015)-5 (Ka)	1-3
Volumen tefra	4 km ³ (Ka)	2,3x10 ⁶ m ³ (2015)-0,8 km ³ (Ka)	10 ⁴ -10 ⁷ m ³
Recurrencia eruptiva	20 erupciones por siglo (Petit- Breuilh & Lobato, 1994)	18 erupciones por siglo (Petit- Breuilh & Lobato, 1994)	Continua últimamente, 10 a 3 años (Scollo <i>et al.</i> , 2007)

4.3.5. Volcán Villarrica

El Volcán Villarrica corresponde a un estratovolcán que se ha desarrollado durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno (Hickey-Vargas *et al.*, 1989); posee un cráter activo con un lago de lava y actividad fumarólica constante (Moreno & Clavero, 2006), el cual tiene un diámetro de 200 m y su profundidad varía entre 50 y 100 m. Ha emitido productos volcánicos correspondientes principalmente a lavas, tefras y flujos piroclásticos de composición basáltica a andesítica, y lahares. La cima del edificio y el interior de su caldera están cubiertos por un glaciar

con un volumen aproximado de $1,17 \text{ km}^3$ (Rivera *et al.*, 2014). Este volcán es uno de los de mayor actividad de la ZVS y Sudamérica, considerado el más activo (1°) de los volcanes de Chile, según el “Ranking de los 90 volcanes activo de Chile” hecho por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN, 2015), con un registro de más de 60 erupciones documentadas desde 1558, las cuales son principalmente de tipo efusivo con pocos episodios de actividad explosiva (hawaianas a estrombolianas violentas; IEV 2-3) con al menos 18 erupciones por siglo (Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Clavero & Moreno, 2004; Moreno & Clavero, 2006). Los registros de actividad reciente están marcados por extensos depósitos de caída bien preservados, generados por las erupciones Pucón y Chaimilla ($\sim 3,5 \text{ Ka AP}$, Moreno & Toloza, 2015; Costantini *et al.*, 2011).

Teniendo en cuenta las descripciones hechas de la actividad reciente-histórica del volcán Villarrica (Subcapítulo 2.2.5.) usadas en las comparaciones para definir los escenarios de emisión de tefra para los volcanes Lonquimay y Llaima (Subcapítulos 4.3.3. y 4.3.4.; Tabla 4.8.), se definen 2 posibles escenarios:

- 
- i) Una erupción vulcaniana a subpliniana (IEV $\sim 3-4$), de características similares a ciclos eruptivos Reciente, una altura para la columna eruptiva de unos 25 km s.n.m. con un volumen de $0,6 \text{ km}^3$ para un depósito escoriáceo (secuencia superior subpliniana Pucón hace Ka; Moreno & Toloza, 2015).
 - ii) Un escenario estromboliano recurrente (considerando la actividad histórica) de IEV ≤ 2 , similar al del 3 de marzo del 2015: una altura para la columna eruptiva de 12 km s.n.m. ($\sim 10,8-12 \text{ km s.n.m.}$; Romero *et al.*, 2016 y Romero *et al.*, 2018), y volúmenes de tefra de $2 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Unidad D erupción Chaimilla hace Ka de IEV ~ 2 ; Costantini *et al.*, 2011).

4.3.6. Volcán Mocho-Choshuenco

El registro eruptivo histórico reportado por Petit Breuilh (2004) da cuenta de un total de 5 erupciones entre 1759 y 1864, de las cuales las de 1759, 1777 y 1864 fueron explosivas y las de 1822 y 1863 fueron de tipo estromboliano. Diversos autores han estudiado los depósitos explosivos más jóvenes del volcán, de los cuales, los estudio más recientes y completos fueron desarrollados por Rawson *et al.* (2015). Durante los últimos 18 Ka, el volcán ha experimentado unas 75

erupciones explosivas, entre las que destacan 3 de tipo pliniano con volumen mayor a 1 km³ (Neltume, Pirehueico y Huilo; Subcapítulo 2.2.6., Tabla 2.10.), además de los eventos subplinianos Hua-Hum y Enco (0,4-0,7 km³ de tefra emitida), que producen depósitos de escorias negras y pómez andesítica-dacítica de buena selección, algunas cenizas intercaladas (mm) junto a *pellets* y lapilli acrecional (Rawson *et al.*, 2015). En base a los depósitos preservados, la recurrencia eruptiva postglacial es de aproximadamente una erupción cada 150 años, con un volumen total de tefra emitida de 20 km³, de los cuales al menos 4 km³ fueron emitidos desde conos parásitos en los flancos, lo que convierte al Mocho-Choshuenco en uno de los volcanes más productivos y activos de la ZVS de los Andes. La actividad parásita en el Grupo Fui se ha concentrado entre los 8-3 Ka AP y su composición ha sido esencialmente andesítico-basáltica.

Las erupciones plinianas con volúmenes >1 km³ son raras en la ZVS, con solo Hudson, Chaitén, Calbuco, Mocho-Choshuenco (CVMC) y Puyehue-Cordón Caulle (CVPCC) con más de un gran depósito de caída (Rawson *et al.*, 2015). De esta manera, una revisión y comparación de los registros y estudios tefroestratigráficos de estos macizos pueden ayudarnos a entender de mejor manera la actividad del CVMC (Tabla 4.9.).

El CVPCC (40°35'S-72°07'O) incluye una variedad de centros eruptivos que se extiende por 24 km en un alineamiento de rumbo NO-SE, donde se encuentra la caldera Cordillera Nevada, el estratovolcán Puyehue y el volcán fisural Cordón Caulle; los que presentan productos volcánicos de composición variada desde basaltos a riolitas (SERNAGEOMIN, 2017). Según investigaciones recientes (Naranjo *et al.*, 2017), se describen 3 unidades voluminosas para este complejo volcánico. La unidad Puyehue 1 y 2 (10,5-6,7 Ka) con volúmenes de 1,4 y 1,7 km³ respectivamente, depósitos de caída de composición dacítica y aspecto compacto. Además, existe un depósito altamente estratificado, la Unidad Mil Hojas (~1,1 Ka), compuesta de 8 subunidades que alterna lapilli pumicítico y cenizas dacíticas en conjunto a capas ricas en líticos, con un volumen de 4,3 km³.

El CVPCC en los últimos 100 años presenta 3 erupciones importantes: 1921-1922, 1960 y 2011-2012; todas ellas en el Cordón Caulle, que han generado emisión de lava y dispersión de ceniza (SERNAGEOMIN, 2017). En mayo 24 de 1960, 38 hr posteriores al mega evento tectónico 9.5 Mw de Valdivia (Chile), 0,25 km³ de cenizas-pómez riolíticas (70,3% SiO₂; Naranjo *et al.*,

2017), y flujos de lava vitrofírica en bloque son eruptados desde a lo menos 28 *vents* a lo largo de la parte Sur central del Cordón Caulle (~5,5 km), a 5 km al NW del volcán Puyehue. Principalmente caracterizada por una consistente actividad subpliniana ($IEV \leq 3$), con una columna eruptiva que alcanza 8 a 12 km de altura junto a la extrusión de flujos de lava en bloques riolítica (Naranjo *et al.*, 2017). La última erupción comenzó el 4 de junio de 2011 desde un nuevo respiradero a lo largo un *vent* ubicado a 7,3 km al NE del estratovolcán Puyehue, el cual emitió cenizas riódacíticas (y CDP's) subplinianas desde una columna eruptiva de 10-14 km (Elissondo *et al.*, 2016), cubriendo el CVPCC y los bosques hasta 80 km al E, con un volumen de $\sim 1 \text{ km}^3$ (Naranjo *et al.*, 2017) de piedra pómez no compactada.

Tabla 4.9. Comparación de principales aspectos composicionales, morfológicos y eruptivos entre los volcanes CVMC, CVPCC y vn. Calbuco.

	CVMC	CVPCC	Volcán Calbuco
Altura	2.422 m s.n.m.	2.200 m s.n.m.	2.003 m s.n.m.
Morfología	Complejo volcánico (caldera-cono piroclastos)	Complejo volcánico (estratovolcán y fisural)	Estratovolcán mixto
Composición	Andesítico/basalto-andesítico a dacítico	Basáltico/riolítico	Andesítico/basalto-andesítico
Cráteres	Caldera formada por colapso de Choshuenco, posterior formación de cono actual (Mocho)	Calderas (Cordillera Nevada), estratovolcán, fisuras (NO-SE)	Cono truncado
Tipo Erupción	Estromboliana a subpliniana (1864)/pliniana según registro postglacial (Rawson <i>et al.</i> , 2015; Moreno & Lara, 2007)	Pliniana, subplinianas/estrombolianas a freatomagmáticas (en menor grado)	Subpliniana (2015)/plinianas (Global Volcanism Program, 2013; Mella <i>et al.</i> , 2015; Bertin <i>et al.</i> , 2015)
Productos eruptivos	Lavas, flujos piroclásticos, caída de tefra escoriácea y bombas (Rawson <i>et al.</i> , 2015; Moreno & Lara, 2007)	Lavas, flujos piroclásticos, tefra dacítica-pumicítica, flujos piroclásticos, lahares (Naranjo <i>et al.</i> , 2017)	Caída de tefra, flujos piroclásticos, lahares, lavas (Mella <i>et al.</i> , 2015; Bertin <i>et al.</i> , 2015)
Altura columna eruptiva	$\sim 30 \text{ km s.n.m.}$	10-14 km s.n.m. (2011)	$\sim 20 \text{ km s.n.m.}$
Volumen de tefra	$\sim 0,01 \text{ a } 1-5,3 \text{ km}^3 \text{ (Ka)}$	0,98 (2011)-4,32 $\text{km}^3 \text{ (Ka)}$	0,3 km^3 (Romero <i>et al.</i> , 2016)
IEV asociado	2 (1864)-5 (Ka)	5 (2011 y hace Ka)- ~ 3	4 (2015)-5 (Ka)
Recurrencia eruptiva	Cada 150 años	-	-

El volcán Calbuco ($41^{\circ}20'S-72^{\circ}39'W$) corresponde a uno de los volcanes chilenos más activos y peligrosos (Castruccio *et al.*, 2016). La actividad eruptiva comenzó hace $\sim 300 \text{ Ka}$ (Sellés

& Moreno, 2011 en Castruccio *et al.*, 2016) y se caracterizó principalmente por efusión de lavas y domos andesíticos junto a CDP's asociados, flujos de bloques y cenizas, así como lahares. Los productos holocenos están mejor conservados y también incluyen depósitos de caída subplinianos a plinianos principalmente. Trece unidades de tefra son identificadas (Ca1-13; Tabla 4.10.) y descritas en el trabajo de Watt *et al.* (2011). Todos estos depósitos presentan ejes de dispersión E-SE, contienen granos pumicíticos andesíticos redondeados de tamaños lapilli, ricos en cristales y relativamente densos. Varias unidades representan grandes erupciones explosivas: Ca1 y Ca8 tuvieron una magnitud de erupción >5 (Tabla 4.10.), mientras que Ca11 y Ca12 también fueron notablemente grandes. Los depósitos de grano particularmente grueso de Ca8, Ca11 y Ca12 sugieren altura >20 km, asociadas a erupciones plinianas (Watt *et al.*, 2011). Las restantes erupciones del macizo tienen volúmenes más pequeños. Los volúmenes asociados a las unidades no deben considerarse precisos, sino como una estimación mínima (Pyle, 1999 en Watt *et al.*, 2011).

Tabla 4.10. Resumen de las unidades holocenas de tefra generadas por erupciones desde el volcán Calbuco. Depósitos reconocidos en la región de Hualaihue de acuerdo al trabajo de Watt *et al.* (2011).

Unidad	Edad (años AP)	Tipo	SiO ₂	Eje de dispersión	Volumen (km ³)	Masa (x10 ¹² kg)	Magnitud
Ca13	1.304-1.180	Caída pómez	57%	SE	0,5	0,4	>4,5
Ca12	1.919-1.654	Caída pómez		ESE	0,8	0,7	≤5
Ca11	7.162-6.800	Caída pómez		SE	0,9	0,7	~5
Ca10	8.652-6.892	Caída pómez		SE	0,4	0,3	>4,5
Ca9	9.285-7.214	Caída de cenizas					
Ca8	9.529-7.881	Caída de escorias		E	1,1	0,9	>5
Ca7	10.157-9.452	Caída pómez	65%	ESE	0,4	0,4	>4,5
Ca6	10.157-9.505	Caída pómez					
Ca5	10.222-9.643	Caída pómez					
Ca4	10.345-9.745	Caída pómez					
Ca3	10.445-9.870	Caída pómez					
Ca2	10.526-10.023	Caída pómez					
Ca1	10.571-10.254	Caída pómez	50%	SE	1,2	1	>5

Ha presentado por lo menos 11 ciclos eruptivos históricos (Petit-Breuilh, 1999 en Castruccio *et al.*, 2016), que incluye erupciones subplinianas (1893-1895, 1929 y 1961) y otras erupciones vulcanianas menos poderosas (1906-1907, 1917, 1932, 1945 y 1972). Su último ciclo eruptivo de abril-mayo de 2015 generó diversos productos volcánicos asociados a dos erupciones subplinianas (columna entre 15-17,5 km). El volumen expulsado fue de 0,28 km³ (Romero *et al.*, 2016), con magnitud de 4,5 y tasa de emisión 1,04x10⁷ kg/s, clasificando el ciclo como subpliniano (Bertin *et al.*, 2015; Mella *et al.*, 2015). Los impactos más importantes fueron: daños por lahares,

afectación de la reserva Llanquihue por flujos piroclásticos en el río Frío y colapsos de techumbres por caída de piroclastos (28 cm de espesor; Bertin *et al.*, 2015) en Ensenada (Mella *et al.*, 2015).

Finalmente, teniendo en consideración los registros comparativos junto a la actividad volcánica holocena-histórica detallada anteriormente, se consideran dos escenarios eruptivos para el CVMC:

- i) Una erupción vulcaniana a subpliniana (IEV $\sim 3-4$), de características similares a ciclos eruptivos recientes (Hua-Hum 1,3-1,1 Ka AP; Rawson *et al.*, 2015); una altura para la columna eruptiva de unos ~ 20 km con un volumen de $0,4 \text{ km}^3$ para un depósito de caída andesítico-dacítico y con una densidad promedio de 1.000 kg/m^3 (Rawson *et al.*, 2015).
- ii) Un escenario estromboliano violento (considerando la actividad histórica) de IEV ~ 2 : con una altura para la columna eruptiva de 8 km s.n.m y un volumen de tefra de 10^7 m^3 , calculado a partir de las últimas 3 erupciones basálticas/andesíticas descritas por Rawson *et al.* (2015), según la magnitud de estas ($\text{magnitud [3]} = \log_{10}[\text{masa (kg)}] - 7$; Pyle, 2000).

4.4. Parámetros del modelado y resultados

Antes de presentar los resultados, es necesario revisar algunos parámetros establecidos para los escenarios propuestos y usados en modelo numérico, dependiendo de si la erupción es considerada vulcaniana a subpliniana (IEV $\sim 3-4$), o si esta es menos explosiva y de tipo estromboliano (IEV ~ 2).

- **Distribución de la pluma uniforme:** la función beta es idéntica a una función uniforme aleatoria y la probabilidad de liberación de tefra es igual a lo largo de la altura de la pluma. ($\alpha=\beta=1$; ecuación (8), Subcapítulo 4.2.1.).
- **Altura de la pluma:** no se considera variable para el modelo (mínima=máxima), sino que se establece un valor fijo (Biass *et al.*, 2016b).

- **Vent o cráter de emisión:** se considera la altura máxima del volcán, esto sobre todo importante para volcanes fisurales como Callaqui o CVMC, donde se ha registrado actividad relacionada a fisuras o conos parásitos-monogenéticos.
- **Densidades:** para erupciones se establece 2.600 kg/m^3 para líticos ($\sim$ andesita-basáltica) y 1.000 kg/m^3 para piroclastos (depósitos evolucionados, $\sim$ andesitas-dacitas). Para cálculo de masa en erupciones menores (IEV ~ 2) con depósitos densos (escorias densas con alto contenido de líticos, MC15; Rawson *et al.*, 2015), se considera 1.500 kg/m^3 esto último con el fin de dar mayor peso a la masa eruptada y su distribución según pequeñas erupciones.
- **TGSD y agregación:** la distribución total de tamaños de grano para los depósitos generados se define según una recopilación de diferentes estudios para diferentes erupciones alrededor del mundo (Tabla 4.11.). En esta tabla se definen los valores de parámetros estadísticos, como rango de tamaño de granos, mediana, desviación estándar y coeficiente de agregación según el escenario descrito.
- **Constante de difusión:** se utiliza la constante difusión de *Eddy* ($0,04 \text{ m}^2/\text{s}$) para partículas más finas (Biass *et al.*, 2016b). Para partículas gruesas se define $3.000 \text{ m}^2/\text{s}$ para escenarios subpliniano-pliniano ($3.000\text{-}5.000 \text{ m}^2/\text{s}$ para erupciones de largo alcance $>100 \text{ km}$, Parra & Figueroa, 1999; $3.900 \text{ m}^2/\text{s}$ para erupción Cordón Caulle 2015-IEV 5, Biass *et al.*, 2016) y $5.000 \text{ m}^2/\text{s}$ para escenarios menores o estrombolianos ($\sim 2.000\text{-}7.200 \text{ m}^2/\text{s}$ Etna 2001, Scollo *et al.*, 2007; ~ 6.000 Ruapehu 1996-IEV 2, Hurts & Turner, 1999). Se podrían usar valores muy grandes de coeficientes de difusión para simular la difusión en áreas distales (por ejemplo, $100.000 \text{ m}^2/\text{s}$), pero no serían consistentes con los coeficientes de difusión típicamente observados para fenómenos de pequeña y gran escala ($\sim 10.000 \text{ m}^2/\text{s}$, Bonadonna *et al.*, 2005).
- **Pasos de integración en la columna:** se define según los niveles o estratificación que presentan los perfiles de viento utilizados (*ECMWF Era-Interim*; Dee *et al.*, 2011), 37 niveles para los cuales se tiene mediciones de velocidades y dirección de los vientos.
- **Número de simulaciones:** 5.000 simulaciones de Monte Carlo para cada escenario, considerando que 1.000 simulaciones ya entregan un ajuste aceptable entre parámetros y depósitos reconocidos (Hurts & Turner, 1999).

Tabla 4.11. Recopilación de erupciones y características de depósitos de tefra. Estilos eruptivos según Bonadonna & Costa (2013), EPM: erupción pequeña a mediana, FR: freatomagmática, VUL: vulcaniana, ESP: erupción subpliniana; Ht: altura de columna eruptiva; TGSD: distribución total de tamaños de grano; Me: media; σ : desv. estándar.

Erupción [ref.]	Composición	Estilo (otras)	IEV	Ht (km s.n.c)	TGSD (ϕ)	Me (ϕ)	σ (ϕ)	% coef. agregación
Fuego 1974 [Costa <i>et al.</i> , 2016; Rose <i>et al.</i> , 2007]	basalto-and	EPM (CDP)	4	12	-4-10	0,07-4,81	1,33-0,8	
Ruapehu 1996 [Bonadonna & Houghton, 2005]	andesítica	EPM (FR)	3	6	-8-12	-0,8	2,4	
Fuego 1974 [Murrow <i>et al.</i> , 1980]	basalto-and	VUL	4	12	-4-8	0,8	2,3	
Etna 1998 [Scollo <i>et al.</i> , 2007, 2008]	basáltica	ESP	3	8-9		2,3	1,5	
Cordón Caulle 2011 [Bonadonna <i>et al.</i> , 2015b]	riolítica	ESP	5	8-12	-7-8	-3- -1	2-3	10-40
Hekla 2000 [Biass <i>et al.</i> , 2014]	and/basalto-and	EPM	3	5-15	-6-11			
Hekla 1947 [Biass <i>et al.</i> , 2014]	and/basalto-and	ESP	4	15-30	-5-8	-1-1	1-2	20-80
Sakurajima [Biass <i>et al.</i> , 2017]	andesítica	ESP	4	10-20		-2,5- -1	1,8-2,5	20-80
IEV ~3-4					-8-8	-3-0	2-3	20-80
Soufrière St. Vincent 26/04/1979 [Costa <i>et al.</i> , 2016]	basalto-and	EPM	3	11	-2-8			
Soufriere Hills 26/09/1997 [Costa <i>et al.</i> , 2016]	andesítica	EPM	3	11	-4-10			
Soufriere Hills 18/07/2005 [Costa <i>et al.</i> , 2016]	andesítica	EPM	3	10	-3-11			
Soufriere Hills 27/07/2005 [Costa <i>et al.</i> , 2016]	andesítica	EPM	3	7	-3-11			
Etna 4-5/09/2007 [Costa <i>et al.</i> , 2016]	basáltica	EPM	2	2	-6-4	-0,8-0,08	1,38-0,38	
Etna 12-13/01/2011 [Costa <i>et al.</i> , 2016]	basáltica	EPM	1	7	-6-5	-3,31- -1,17	0,83-1,8	
Etna 2001 [Scollo <i>et al.</i> , 2007]	basáltica	EPM	2-2,5	2	-3-5	2 (1-3)	0,6-1,3	
La Fossa [Biass <i>et al.</i> , 2016c]		VUL		1-10	-4-8	-1-1	1-3	30-70
Villarrica Chaimilla (A-B-D) [Costantini <i>et al.</i> , 2011]	basalto-and	EPM	2-3		-5-9	-3-3	1-3	
IEV ~2					-4-8	-3-1	1-3	30-70

Una vez ejecutado el programa, es posible exportar los resultados según el interés del usuario. Para los análisis posteriores de acumulación y peligro por caída de tefra en zonas alrededor de los volcanes en estudio, se evalúa y se centra la importancia para una acumulación de 100 kg/m² de tefra equivalentes a ~10 cm de potencia (considerando una densidad de ~1.000 kg/m³), los cuales pueden provocar daños (Tabla 4.12.) en vías de evacuación, corte de suministro eléctrico y también daños estructurales, como colapso de techumbres o construcciones más débiles.

Tabla 4.12. Carga e impacto por caída de tefra. Considerar relación *kg:potencia (mm)=1:1*.

Carga de tefra (kg/m ²)	Impacto potencial	Referencias
1	Intoxicación por flúor; corte corriente eléctrica; cierre aeropuertos	Thorarinsson & Sigvaldason (1972); Blong (1984); Bebbington <i>et al.</i> (2008); Wilson <i>et al.</i> (2011)
10	Dificultad tráfico terrestre; daños en cultivos	Blong (1984); Wilson <i>et al.</i> (2014); Wilson <i>et al.</i> (2015)
100	Daños estructurales en construcciones más débiles	Blong (1984); Spence <i>et al.</i> (2005); Marti <i>et al.</i> (2008); Wilson <i>et al.</i> (2015)

4.4.1. Volcán Callaqui

Se consideran 2 escenarios:

- i) Una erupción subpliniana (IEV ~3-4), con una columna de unos 15 km sobre el cráter y un volumen de $0,3 \text{ km}^3$ para un depósito vesicular escoriáceo (recientes para Mt. Rainier, Mullineaux, 1974; $0,4 \text{ km}^3$ para Ruapehu hace Ka, Hackett & Houghton, 1989) y densidad de 1.000 kg/m^3 (depósitos escoriáceos CVMC; Rawson *et al.*, 2015), además de una distribución de tamaños de grano de -8 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.2.).
- ii) Una erupción menor (IEV ~2), similar a la actividad de Mt. Ruapehu en junio de 1996, escenario del cual Hurts & Turner (1999) generan un modelamiento para dispersión de tefra con alturas de columna del orden de 7 km sobre el cráter y un volumen de $1,2 \times 10^7 \text{ m}^3$; la distribución de tamaños de grano para el modelo va de -4 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.3.).

Ocupando 41.032 perfiles de vientos de todo el año (mediciones cada 6 hr/día) entre enero-1990 y enero-2018, se realizó una evaluación probabilística ocupando el modelo numérico anteriormente descrito (Subcapítulo 4.2.) para determinar las áreas con mayor y menor probabilidad de ser afectadas por caída de piroclastos, generando isolíneas probabilísticas (líneas que contienen áreas con igual o mayor probabilidad) representadas en mapas probabilísticos de caída de tefra (Figuras 4.2. y 4.3.), los que grafican la “probabilidad de excedencia” para una carga de 100 kg/m^2 de tefra (~10 cm de espesor). La “probabilidad de excedencia” se refiere a que, dada una erupción con ciertos parámetros especificados (escenario eruptivo), se puede alcanzar una carga de tefra igual o mayor a “X” kg/m^2 en un área determinada.

Los valores de estas probabilidades cambian al variar las características de la erupción (masa eruptada, altura de la columna, entre otros), pero la distribución relativa de tefra se mantiene similar debido a su fuerte dependencia con la estadística de vientos. Los vientos predominantes a diferentes alturas para el volcán Callaqui (Figura 4.4.) presentan una clara disposición hacia el E y SE. Considerando un futuro evento eruptivo con misma probabilidad para cualquier día del año, es probable que las localidades y poblados directamente al E-SE se vean más afectados por caída de tefra, como lo son Guallali y Lepoy, debido a su cercanía.

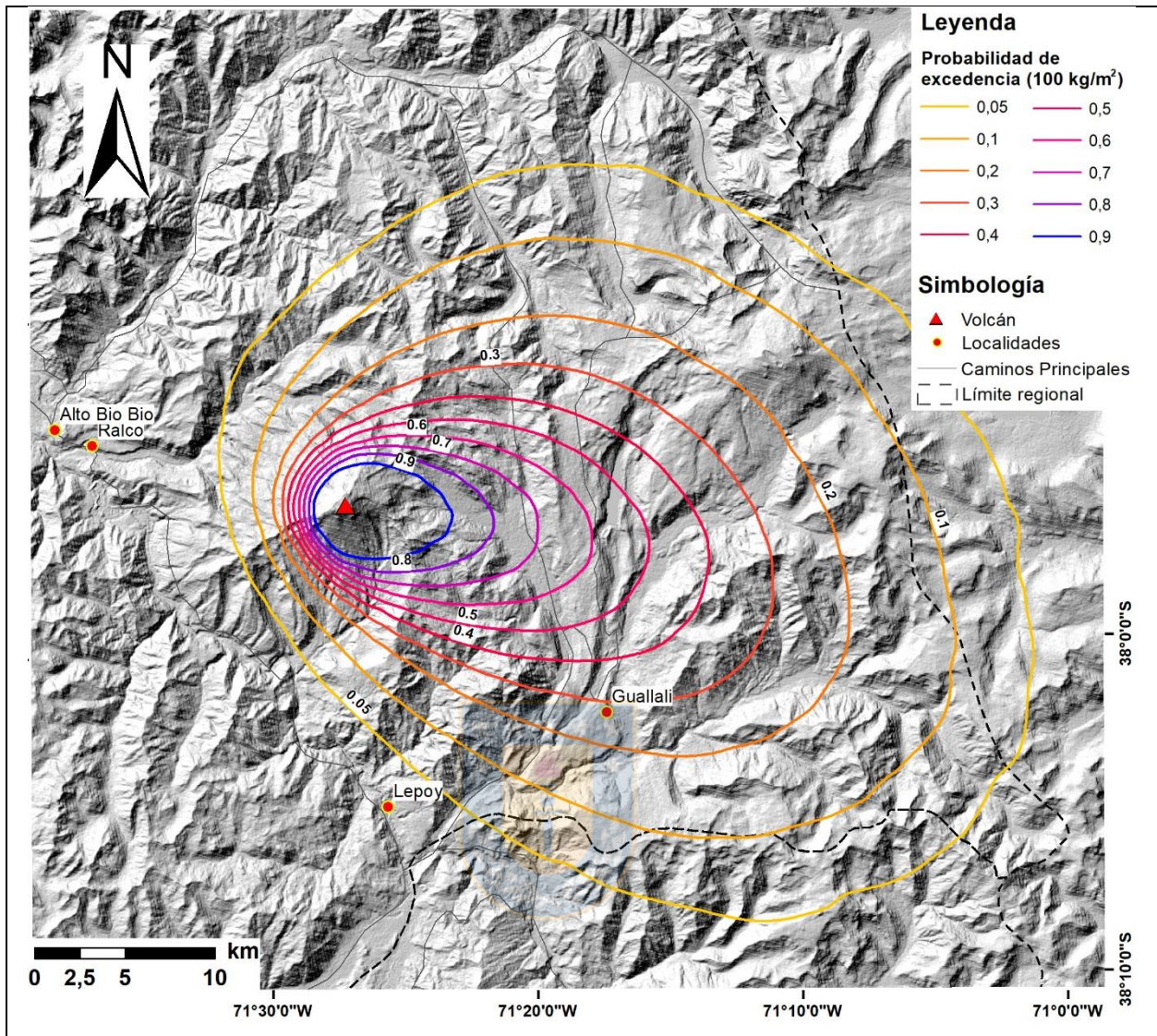


Figura 4.2. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Callaqui IEV ~3-4. Las isolíneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m^2 (~10 cm) de tefra.

Utilizando los mismos parámetros de entrada para determinar las isolíneas de probabilidad en el área de estudio, es posible agregar un parámetro de ubicación (coordenadas UTM) para calcular probabilidades de excedencia de diferentes cargas de tefra (p.e. 10-100-1000 kg/m^2) en zonas críticas de manera “puntual” en el espacio. Observando los mapas de peligro para caída de tefra (Figuras 4.2. y 4.3.), se escogen localidades propensas a ser afectadas por caída de tefra, a partir de las cuales obtener las coordenadas para el cálculo. Los gráficos son generados mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016b), donde se destaca la probabilidad de excedencia (eje “y” del gráfico) para una carga de “X” kg/m^2 de tefra (eje “x” del gráfico). Para la zona de Guallali

(directamente al SE; Figura 4.5.) con una probabilidad de excedencia mayor al 25% para 100 kg/m² (IEV ~3-4), y un ~20% para 10 kg/m² (IEV ~2). En el caso de Lepoy (Figura 4.5.), se tiene una probabilidad de excedencia de ~3% para 100 kg/m² (IEV ~3-4), y ~2% para 10 kg/m² (IEV ~2). Para poblados directamente al O del volcán, como lo son Alto Bio Bio y Ralco, presentan una probabilidad <1% para 100 kg/m² (IEV ~3-4) y para 10 kg/m² (IEV ~2).

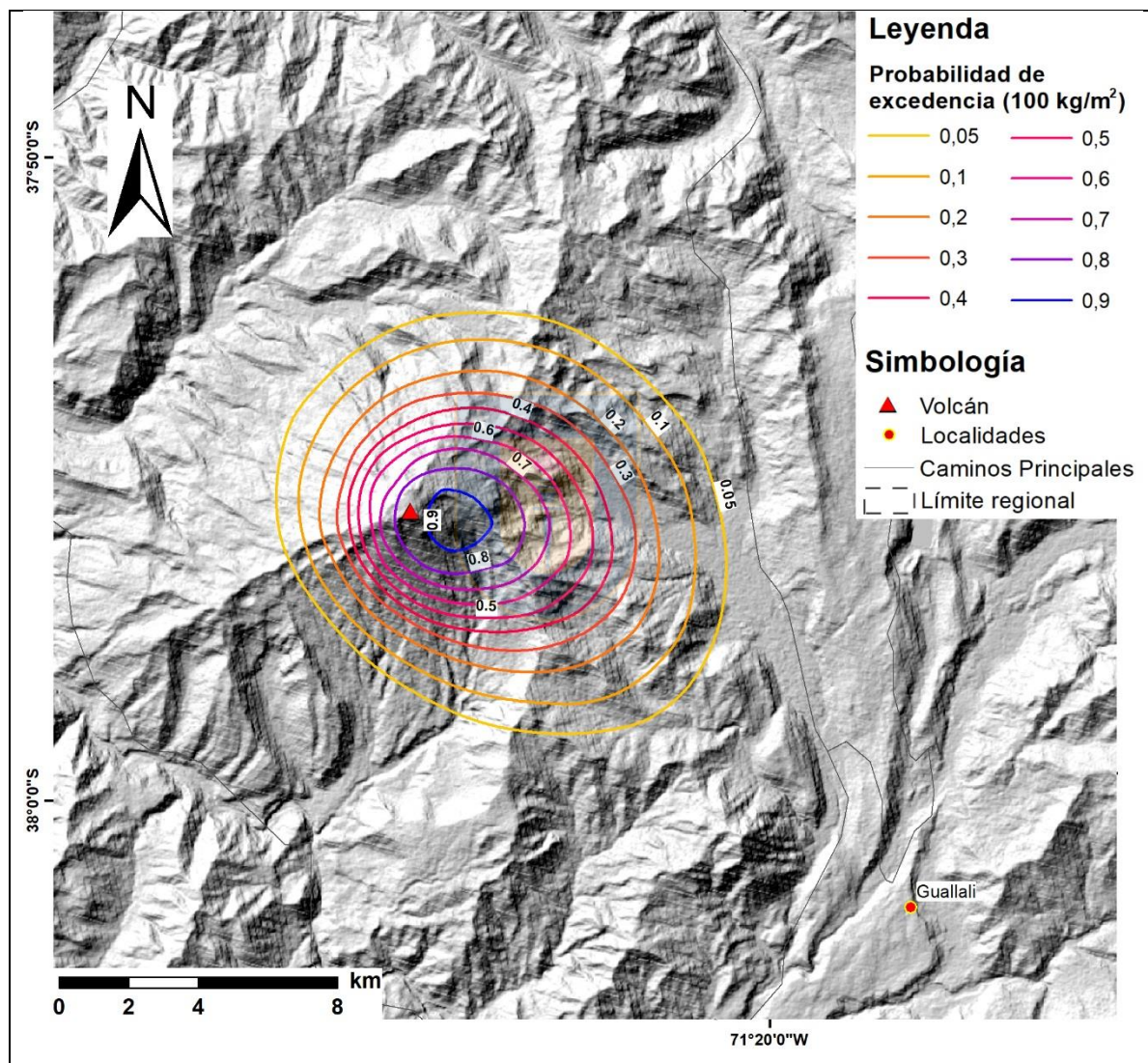


Figura 4.3. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Callaqui IEV ~2. Las isolíneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m² (~10 cm) de tefra.

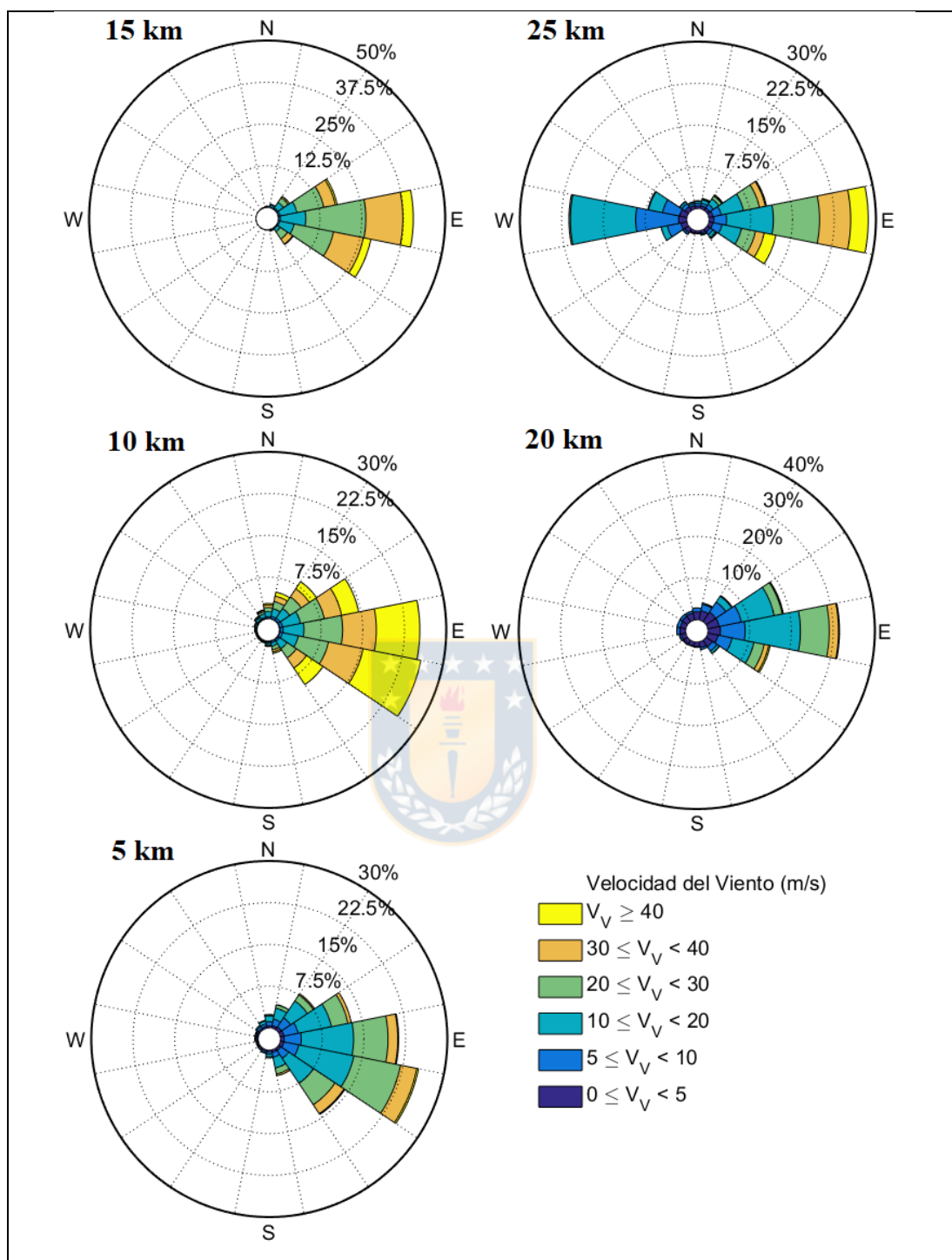


Figura 4.4. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para vn. Callaqui. Las direcciones indican donde el viento se dirige y las velocidades se expresan en m/s (cuadro inferior en colores). Se utilizó la base de datos *ECMWF ERA-Interim*, considerando 41.032 perfiles de vientos entre los años 1990 y 2018.

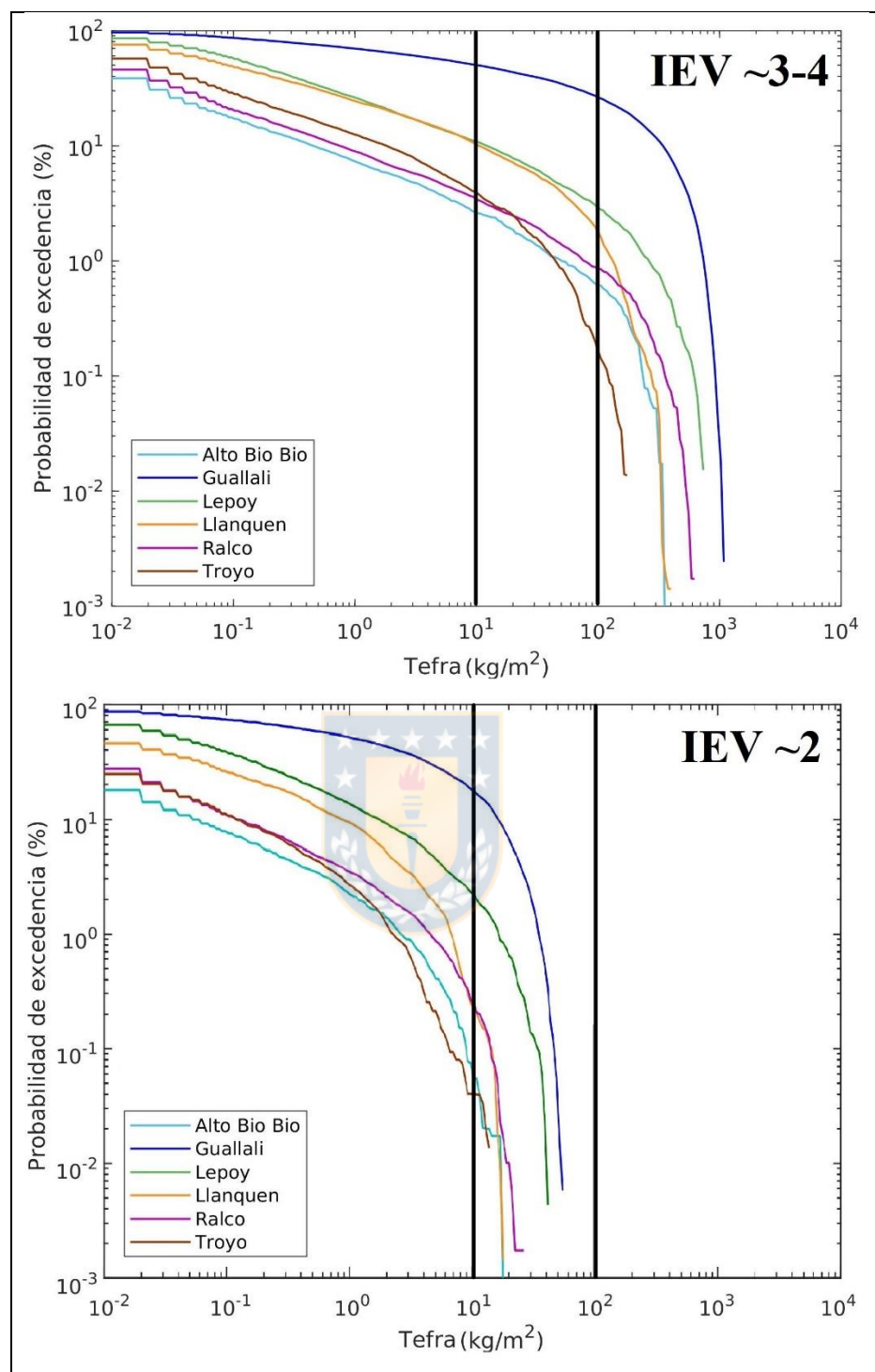


Figura 4.5. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el volcán Callaqui. Las líneas negras verticales indican las cargas de 10 y 100 kg/m^2 de tefra, cuya probabilidad para las diferentes zonas (curvas en colores) se lee directamente en el eje de las ordenadas.

4.4.2. Volcán Tolhuaca

Se consideran 2 escenarios:

- i) Una erupción subpliniana (IEV ~3-4), con una columna de unos 15 km sobre el cráter y un volumen de $0,3 \text{ km}^3$ para un depósito vesicular escoriáceo (capa C para Mt. Rainier; Mullineaux, 1974; $0,4 \text{ km}^3$ para Ruapehu hace Ka; Hackett & Houghton, 1989) y densidad de 1000 kg/m^3 (depósitos escoriáceos CVMC; Rawson *et al.*, 2015), además de una distribución de tamaños de grano de -8 a 8ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.6.).
- ii) Una erupción menor (IEV ~2), similar a la actividad del Mt. Ruapehu en junio de 1996, con columnas eruptivas menores a 10 km s.n.m. (escenario Hurts & Turner, 1999), y de volumen de $\sim 0,02 \text{ km}^3$ (Capas R-L-S-F; Mt. Rainier). La descripción de estos depósitos arroja diámetros entre -4 a 8ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.7.).

Ocupando 41.032 perfiles de vientos de todo el año (mediciones cada 6 hr/día) entre enero-1990 y enero-2018, se realizó una evaluación probabilística ocupando el modelo numérico anteriormente descrito (Subcapítulo 4.2.) para determinar las áreas con mayor y menor probabilidad de ser afectadas por caída de piroclastos, generando isolíneas probabilísticas (líneas que contienen áreas con igual o mayor probabilidad) representadas en mapas probabilísticos de caída de tefra (Figuras 4.6. y 4.7.), los que grafican la “probabilidad de excedencia” para una carga de 100 kg/m^2 de tefra ($\sim 10 \text{ cm}$ de espesor). La “probabilidad de excedencia” se refiere a que, dada una erupción con ciertos parámetros especificados (escenario eruptivo), se puede alcanzar una carga de tefra igual o mayor a “X” kg/m^2 en un área determinada.

Los valores de estas probabilidades cambian al variar las características de la erupción (masa eruptada, altura de la columna, entre otros), pero la distribución relativa de tefra se mantiene similar debido a su fuerte dependencia con la estadística de vientos. Los vientos predominantes a diferentes alturas (Figura 4.8.) para el volcán Tolhuaca, presentan una clara disposición hacia el E y SE. Considerando un futuro evento eruptivo con misma probabilidad para cualquier día del año, es probable que las localidades y poblados directamente al E-SE se vean más afectados por caída de tefra, como lo son Lonquimay, Troyo y Malalcahuello.

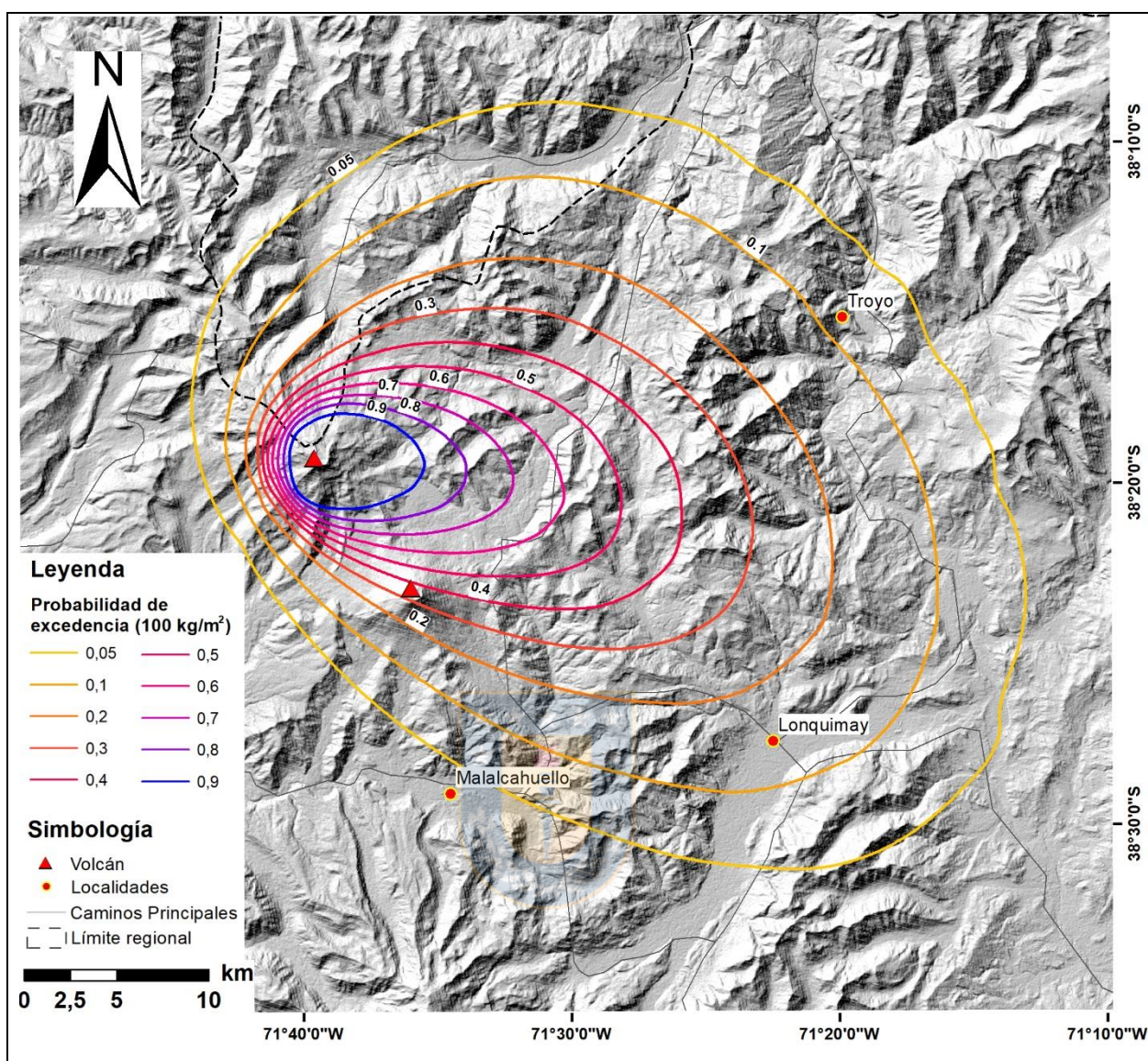


Figura 4.6. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Tolhuaca IEV ~3-4. Las isótopos probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m^2 (~10 cm) de tefra.

Utilizando los mismos parámetros de entrada para determinar las isótopos de probabilidad en el área de estudio, es posible agregar un parámetro de ubicación (coordenadas UTM) para calcular probabilidades de excedencia de diferentes cargas de tefra (p.e. 10-100-1000 kg/m^2) en zonas críticas de manera “puntual” en el espacio. Observando los mapas de peligro para caída de tefra (Figuras 4.6. y 4.7.), se escogen localidades propensas a ser afectadas por caída de tefra, a partir de las cuales obtener las coordenadas para el cálculo. Los gráficos son generados mediante

TephraProb (Biass *et al.*, 2016b), donde se destaca la probabilidad de excedencia (eje “y” del gráfico) para una carga de “X” kg/m² de tefra (eje “x” del gráfico).

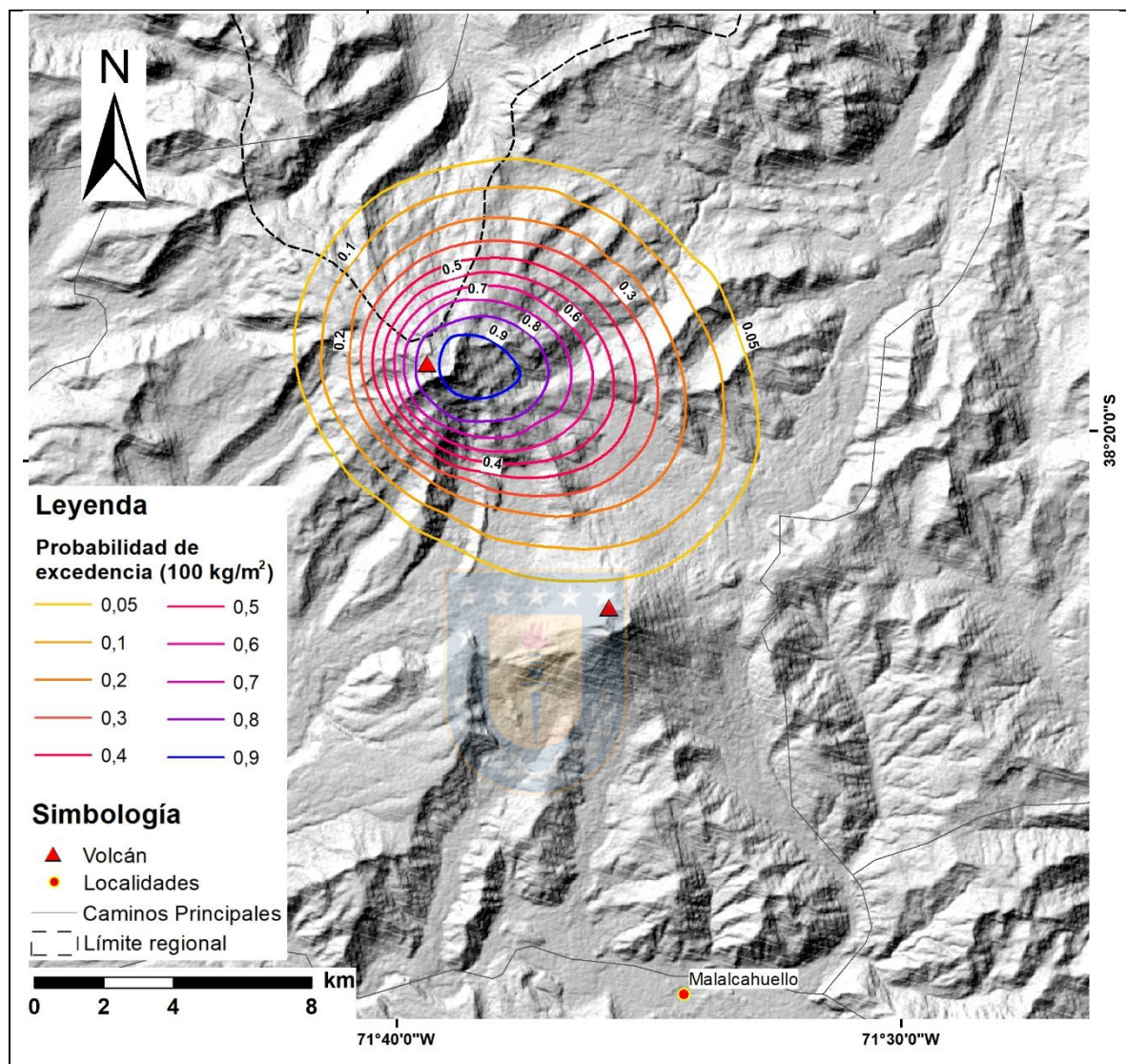


Figura 4.7. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Tolhuaca IEV ~2. Las isótopos probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m² (~10 cm) de tefra.

Para Lonquimay (Figura 4.9.) se tiene una probabilidad de excedencia mayor al 10% para 100 kg/m² (IEV ~3-4), en cuanto a un evento estromboliano (IEV ~2) la localidad no presenta probabilidades para 10 cm, pero alcanza un valor cercano al 3% para 10 kg/m² (~1 cm de tefra). En el caso de Malalcahuello (Figura 4.9.), se tiene un ~4% para 100 kg/m² en un evento subpliniano y 3% para 10 kg/m² ante un IEV ~2. Para Troyo (poblado más al NE), presenta un valor poco

mayor al $\sim 7\%$ para 100 kg/m^2 (IEV $\sim 3-4$); sin embargo, ante una erupción menor de IEV ~ 2 , la acumulación de ceniza es casi nula, con probabilidades mayores para 1 cm (10 kg/m^2) del $0,5\%$. En cuanto a Curacautín (más al O), ante una erupción de tipo subpliniana, podría alcanzar espesores de 1 cm de cenizas con una probabilidad de 1% , y muy bajas para un IEV ~ 2 (1 cm cercano a $\sim 0,01\%$).

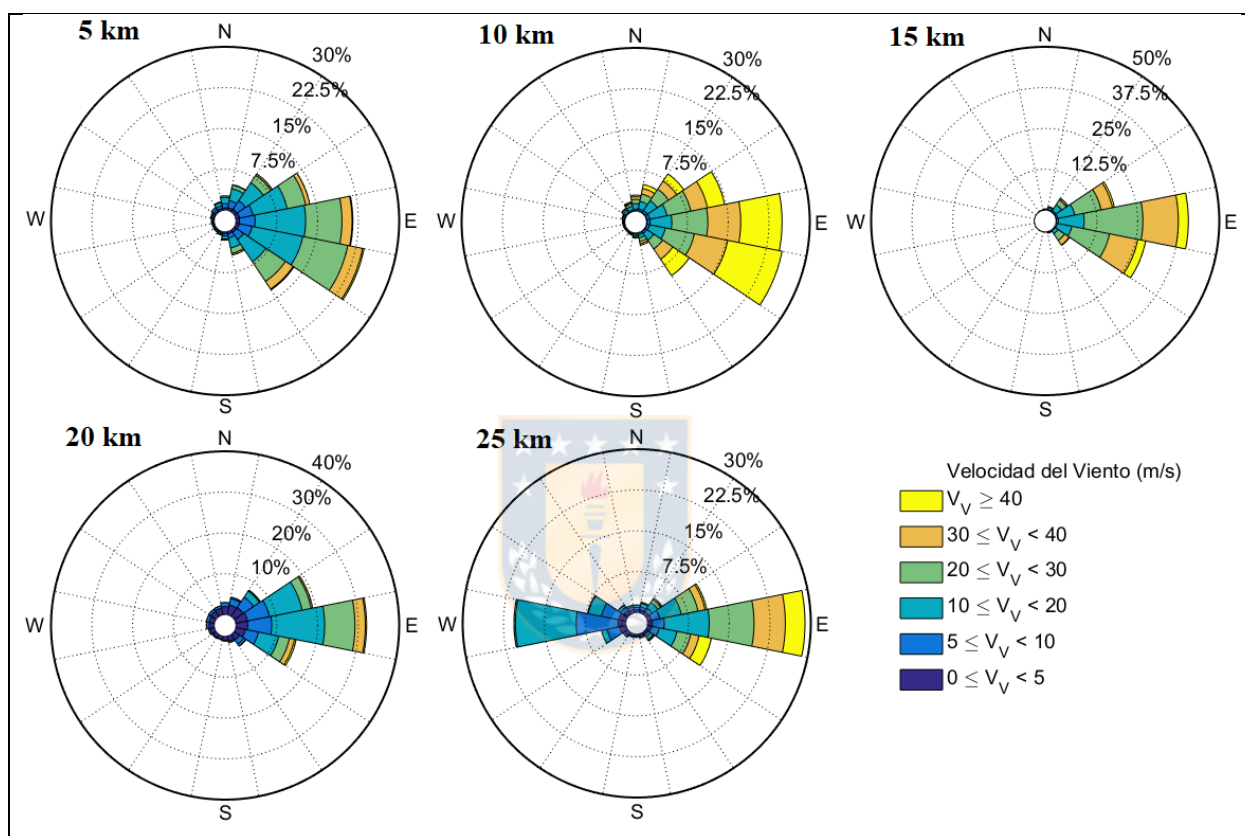


Figura 4.8. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona de los volcanes Tolhuaca y Lonquimay. Las direcciones indican donde el viento se dirige y las velocidades se expresan en m/s (cuadro inferior en colores). Se utilizó la base de datos *ECMWF ERA-Interim*, considerando 41.032 perfiles de vientos entre los años 1990 y 2018.

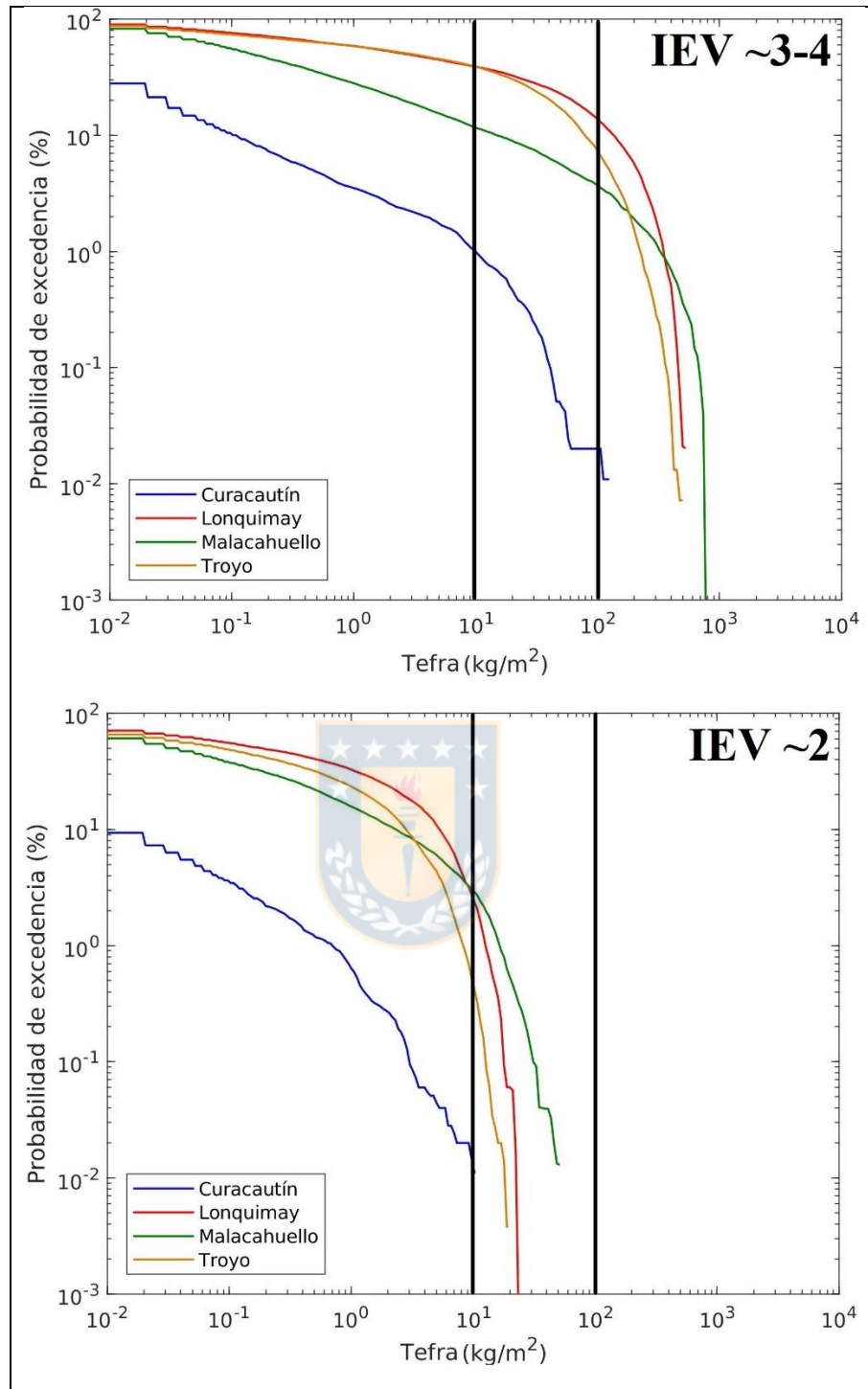


Figura 4.9. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el vn. Tolhuaca. Las líneas negras verticales indican las cargas de 10 y 100 kg/m² de tefra, cuya probabilidad para las diferentes zonas (curvas en colores) se lee directamente en el eje de las ordenadas.

4.4.3. Volcán Lonquimay

Se consideran 2 escenarios:

- i) Una erupción subpliniana (IEV ~3-4), con una columna de unos 20 km s.n.m. y un volumen de $0,3 \text{ km}^3$ de tefra (erupciones Ka CVL; Bustamante, 2013) y con una densidad promedio de 1.000 kg/m^3 (depósitos escoriáceos para CVMC; Rawson *et al.*, 2015), además de una distribución de tamaños de grano de -8 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.10.).
- ii) Una erupción menor (IEV ~2), similar a la actividad estromboliana en algunos días de enero de 1990 para la erupción del Cono Navidad de 1988-90 (Moreno & Gardeweg, 1989), con alturas para la columna eruptiva del orden de ~9 km s.n.m., con un volumen de $0,02 \text{ km}^3$ (símil a Unidad D de la erupción Chaimilla IEV~2; Costantini *et al.*, 2011), y una densidad de 1.500 kg/m^3 (depósitos densos Rawson *et al.*, 2015). La descripción granular para el depósito va de -4 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.11.).

Ocupando 41.032 perfiles de vientos de todo el año (mediciones cada 6 hr/día) entre enero-1990 y enero-2018, se realizó una evaluación probabilística ocupando el modelo numérico anteriormente descrito (Subcapítulo 4.2.) para determinar las áreas con mayor y menor probabilidad de ser afectadas por caída de piroclastos, generando isolíneas probabilísticas (líneas que contienen áreas con igual o mayor probabilidad) representadas en mapas probabilísticos de caída de tefra (Figuras 4.10. y 4.11.), los que grafican la “probabilidad de excedencia” para una carga de 100 kg/m^2 de tefra (~10 cm de espesor). La “probabilidad de excedencia” se refiere a que, dada una erupción con ciertos parámetros especificados (escenario eruptivo), se puede alcanzar una carga de tefra igual o mayor a “X” kg/m^2 en un área determinada.

Los valores de estas probabilidades cambian al variar las características de la erupción, pero la distribución relativa de tefra se mantiene similar debido a su fuerte dependencia con la estadística de vientos. Los vientos predominantes a diferentes alturas se muestran en la Figura 4.8., los cuales son los mismos datos utilizados para el modelamiento del vn. Tolhuaca, debido a la cercanía entre estos macizos. Considerando un futuro evento eruptivo con misma probabilidad para cualquier día

del año, es probable que las localidades directamente al E-SE se vean más afectadas por caída de tefra, como lo son Lonquimay, Troyo y Malalcahuello.

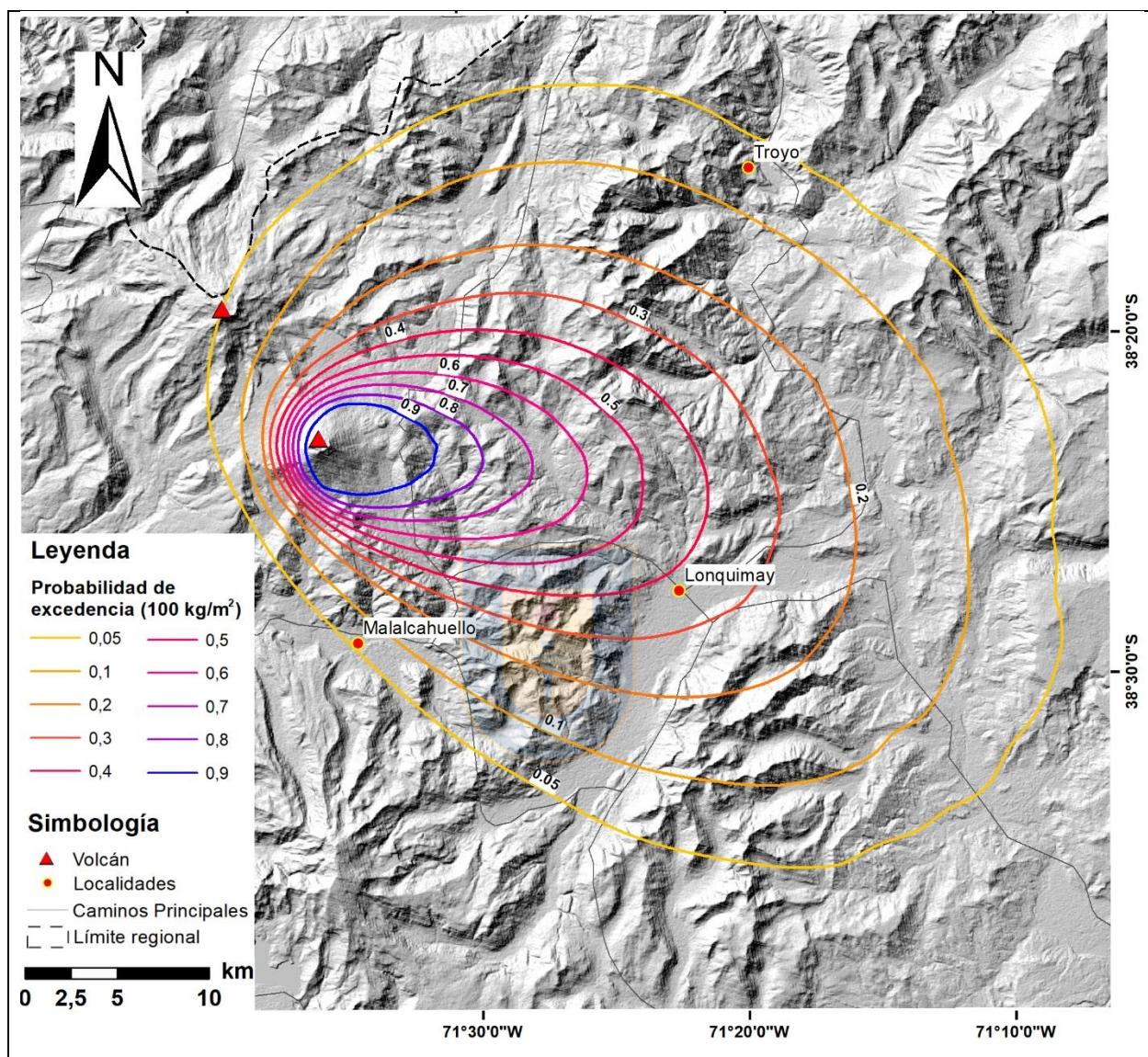


Figura 4.10. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Lonquimay IEV ~3-4. Las isolíneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m^2 (~10 cm) de tefra.

Utilizando los mismos parámetros de entrada para determinar las isolíneas de probabilidad en el área de estudio, es posible agregar un parámetro de ubicación (coordenadas UTM) para calcular probabilidades de excedencia de diferentes cargas de tefra (p.e. 10-100-1000 kg/m^2) en zonas críticas de manera “puntual” en el espacio. Observando los mapas de peligro para caída de

tefra (Figuras 4.10. y 4.11.), se escogen localidades propensas a ser afectadas por caída de tefra, a partir de las cuales obtener las coordenadas para el cálculo. Los gráficos son generados mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016b), donde se destaca la probabilidad de excedencia (eje “y” del gráfico) para una carga de “X” kg/m^2 de tefra (eje “x” del gráfico).

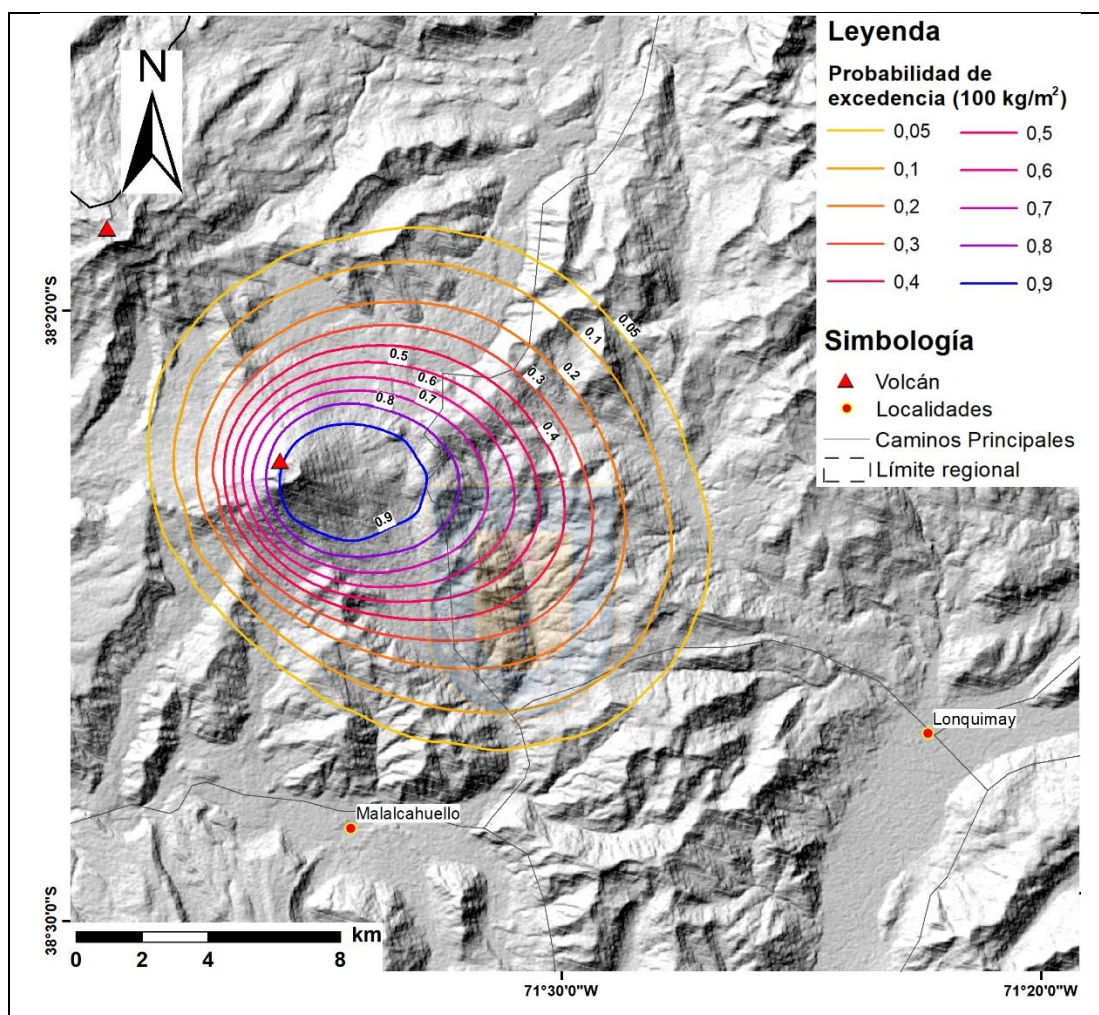


Figura 4.11. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Lonquimay IEV ~2. Las isolíneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m^2 (~10 cm) de tefra.

Para Lonquimay (Figura 4.12.) se tiene una probabilidad de excedencia cercana a 35% para 100 kg/m^2 (IEV ~3-4), con espesores de alrededor de 10 cm; en cuanto a un evento menor (IEV ~2), la localidad alcanza un ~20% para 10 kg/m^2 (~1 cm de tefra). En el caso de Malalcahuello (Figura 4.12.), tiene un 5% para 100 kg/m^2 en un evento subpliniano, y un 10% para 10 kg/m^2 ante un IEV ~2. Para Troyo (el poblado más al NE), presenta un valor poco mayor al 5% para 100 kg/m^2

(IEV ~3-4); sin embargo, ante una erupción menor es más probable la acumulación de ceniza en cantidades milimétricas (IEV ~2, Figura 4.12). En cuanto a Curacautín (zona más al O), una erupción subpliniana podría alcanzar espesores de 1 mm de cenizas (gráfico IEV~3-4, Figura 4.12.) con una probabilidad del ~2%.

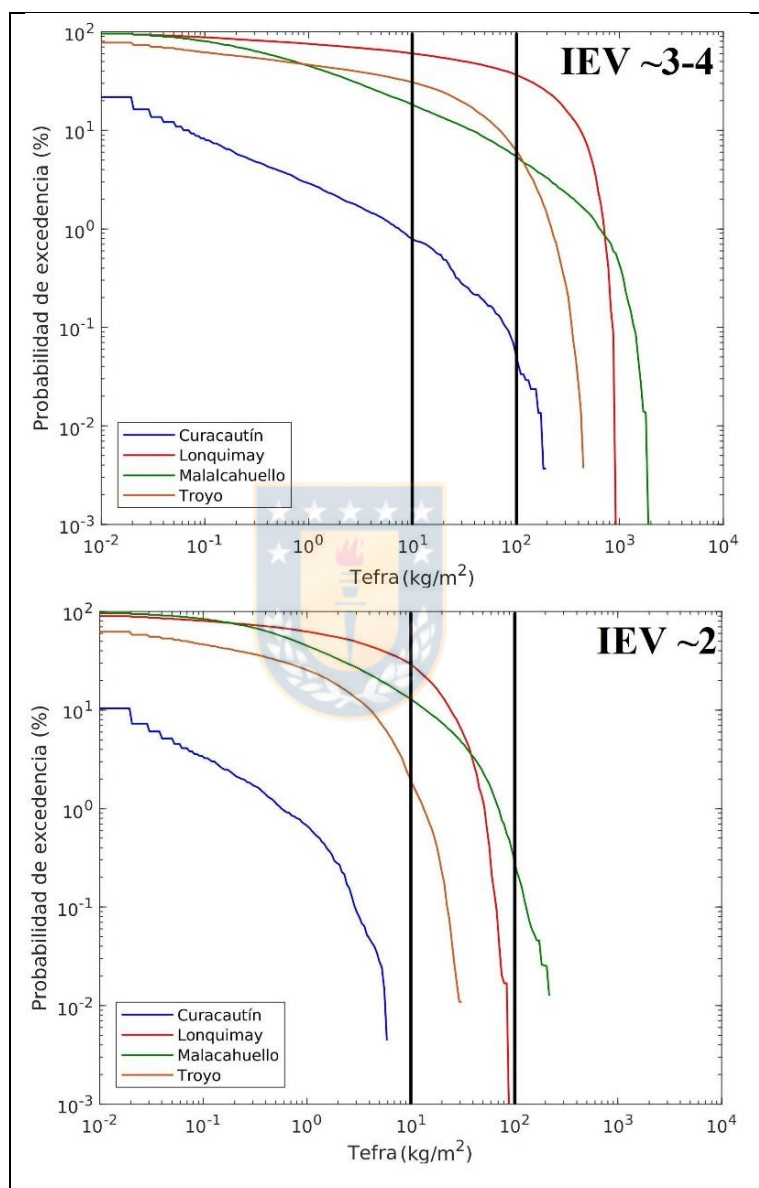


Figura 4.12. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el vn. Lonquimay. Las líneas negras verticales indican las cargas de 10 y 100 kg/m² de tefra, cuya probabilidad para las diferentes zonas (curvas en colores) se lee directamente en el eje de las ordenadas.

4.4.4. Volcán Llaima

Se consideran 2 escenarios eruptivos:

- i) Una erupción subpliniana (IEV ~3-4), con una columna de unos 25 km s.n.m. y un volumen de $0,6 \text{ km}^3$ para un depósito escoriáceo (erupción vulcaniana-subpliniana Pucón hace Ka para vn. Villarrica; Moreno & Toloza, 2015), con una densidad promedio de 1.000 kg/m^3 (depósitos escoriáceos para CVMC; Rawson *et al.*, 2015), además de una distribución de tamaños de grano de -8 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.13.).
- ii) Una erupción menor (IEV ~2), similar a la actividad estromboliana violenta de 2015 para el vn. Villarrica (Romero *et al.*, 2018), y una columna de ~12 km s.n.m. con un volumen de $0,02 \text{ km}^3$ (Unidad D de la erupción Chaimilla IEV~2; Costantini *et al.*, 2011), con densidad de 1.500 kg/m^3 (depósitos densos, Rawson *et al.*, 2015). La descripción granular para el depósito va de -4 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.14.).

Ocupando 41.032 perfiles de vientos de todo el año (mediciones cada 6 hr/día) entre enero-1990 y enero-2018, se realizó una evaluación probabilística ocupando el modelo numérico anteriormente descrito (Subcapítulo 4.2.) para determinar las áreas con mayor y menor probabilidad de ser afectadas por caída de piroclastos, generando isolíneas probabilísticas (líneas que contienen áreas con igual o mayor probabilidad) representadas en mapas probabilísticos de caída de tefra (Figuras 4.13. y 4.14.), los que grafican la “probabilidad de excedencia” para una carga de 100 kg/m^2 de tefra (~10 cm de espesor). La “probabilidad de excedencia” se refiere a que, dada una erupción con ciertos parámetros especificados (escenario eruptivo), se puede alcanzar una carga de tefra igual o mayor a “X” kg/m^2 en un área determinada.

Los valores de estas probabilidades cambian al variar las características de la erupción (masa, altura de la columna, entre otros), pero la distribución relativa de tefra se mantiene similar debido a su fuerte dependencia con la estadística de vientos. Los vientos predominantes a diferentes alturas (Figura 4.15.) para el vn. Llaima presentan una clara disposición hacia el E y menor al SE. Considerando un futuro evento eruptivo con misma probabilidad para cualquier día del año, es

probable que las localidades y poblados directamente al E-SE se vean más afectados por caída de tefra, como lo son Melipeuco, El Escorial e Icalma (más distante al E) debido a su cercanía.

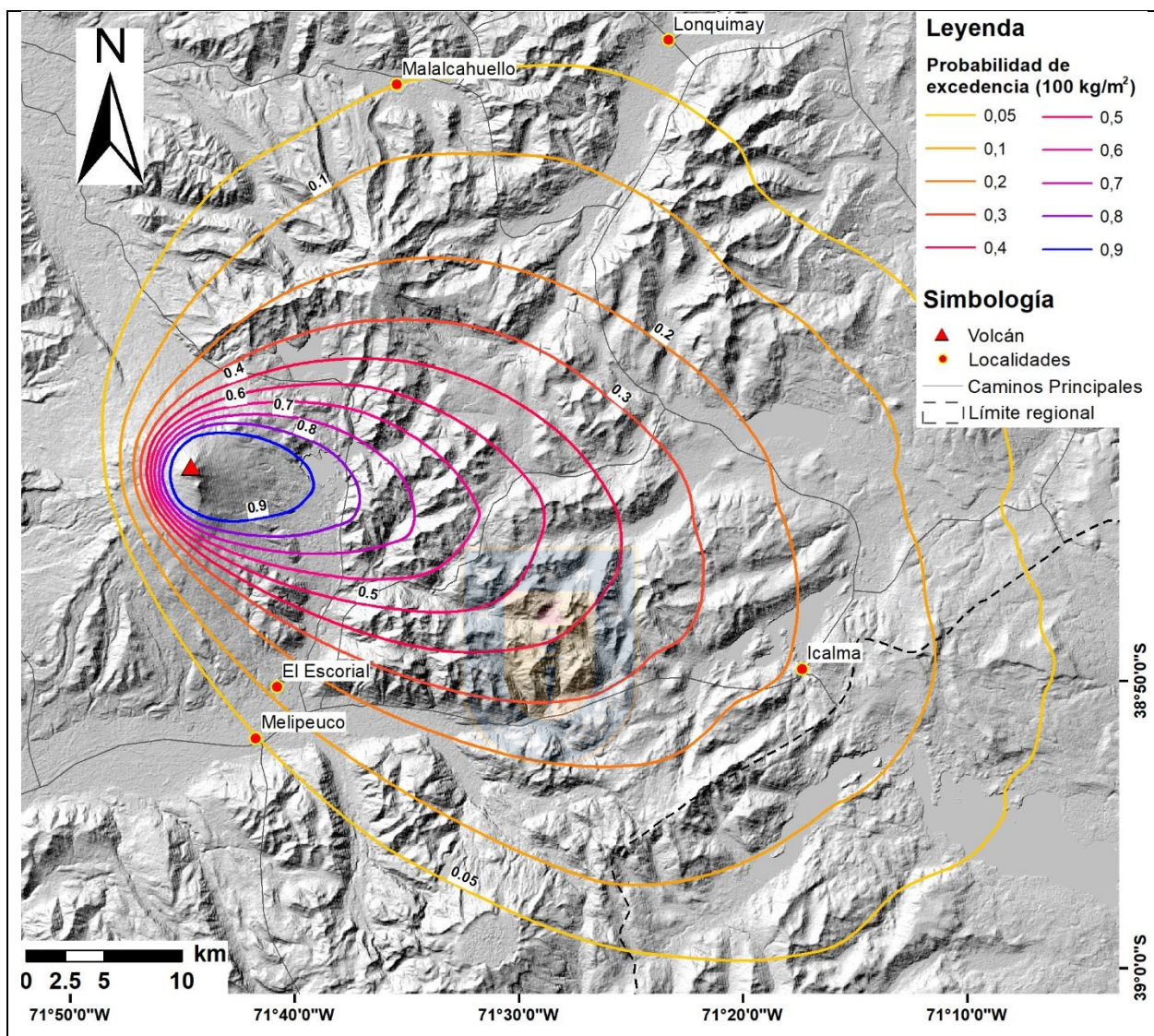


Figura 4.13. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Llaima IEV ~3-4. Las isolíneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m^2 (~10 cm) de tefra.

Utilizando los mismos parámetros de entrada para determinar las isolíneas de probabilidad en el área de estudio, es posible agregar un parámetro de ubicación (coordenadas UTM) para calcular probabilidades de excedencia de diferentes cargas de tefra (p.e. 10-100-1000 kg/m^2) en zonas críticas de manera “puntual” en el espacio. Observando los mapas de peligro para caída de tefra (Figuras 4.13. y 4.14.), se escogen localidades propensas a ser afectadas por caída de tefra, a

partir de las cuales obtener las coordenadas para el cálculo. Los gráficos (Figura 4.16.) son generados mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016b), donde se destaca la probabilidad de excedencia (eje “y” del gráfico) para una carga de “X” kg/m² de tefra (eje “x” del gráfico).

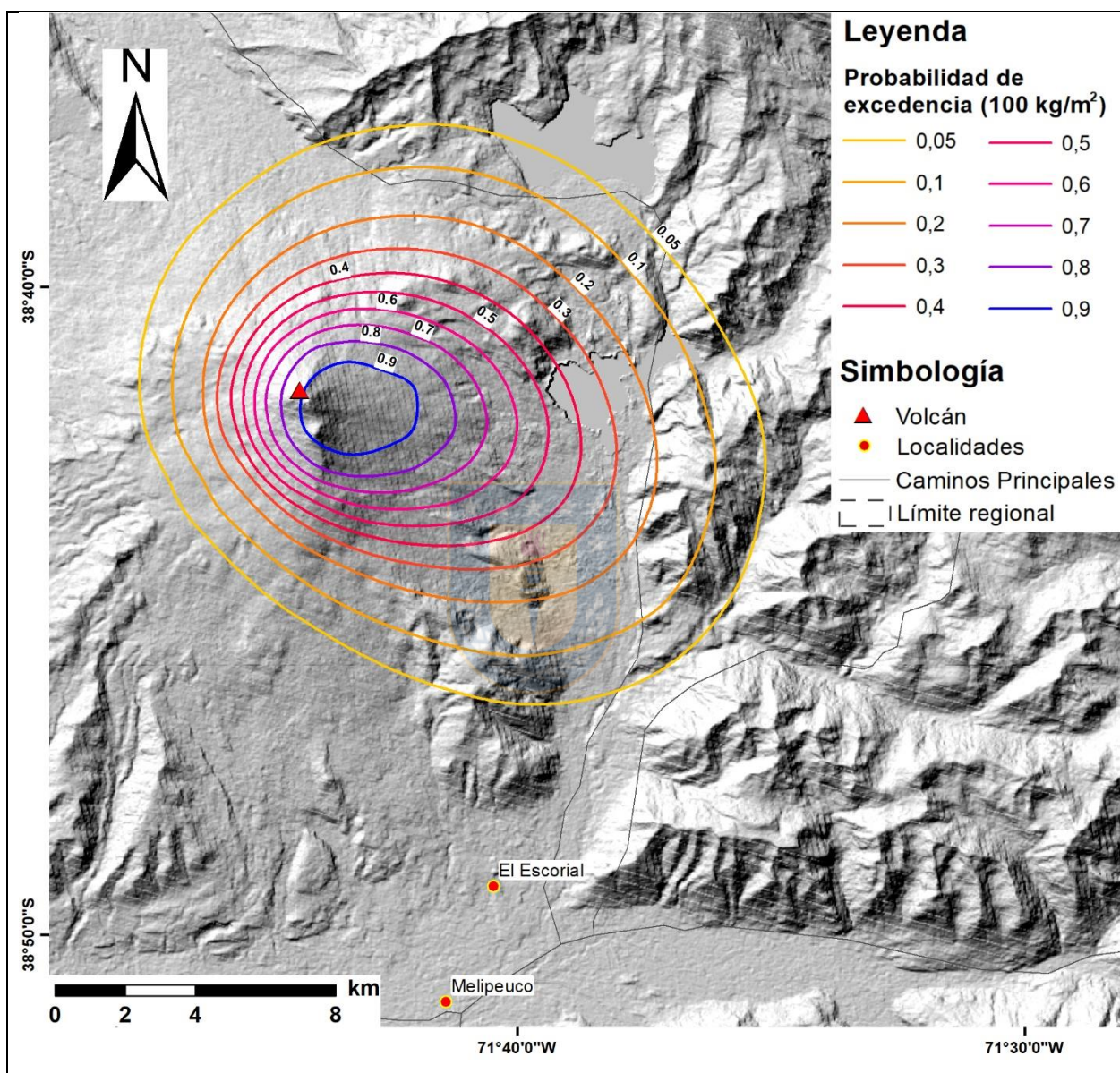


Figura 4.14. Mapa probabilístico de caída de tefra para el vn. Llaima IEV ~2. Las isóneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m² (~10 cm) de tefra.

Observando los gráficos de la Figura 4.16., se destaca el poblado de Icalma (directamente al E) con una probabilidad de excedencia cercana al 20% para 100 kg/m² (IEV ~3-4), y nula ante un evento menor (IEV ~2), lo que no quita que pueda alcanzar acumulaciones de 1 cm (~2% IEV

~2; 50% IEV ~3-4). En el caso de Melipeuco, se tiene una probabilidad de excedencia cercana al ~5% para 100 kg/m² para un evento subpliniano, y nulo para un evento IEV~2. Para el sector El Escorial (al N de Melipeuco), alcanza una probabilidad de excedencia del 9-10% para 100 kg/m² (IEV ~3-4), y 8% para 10 kg/m² generados por una erupción de IEV ~2. Para poblados directamente al O del volcán, como Cherquenco, presentan una probabilidad no mayor al ~0,04% para 100 kg/m² ante un ciclo violento de IEV~3-4.

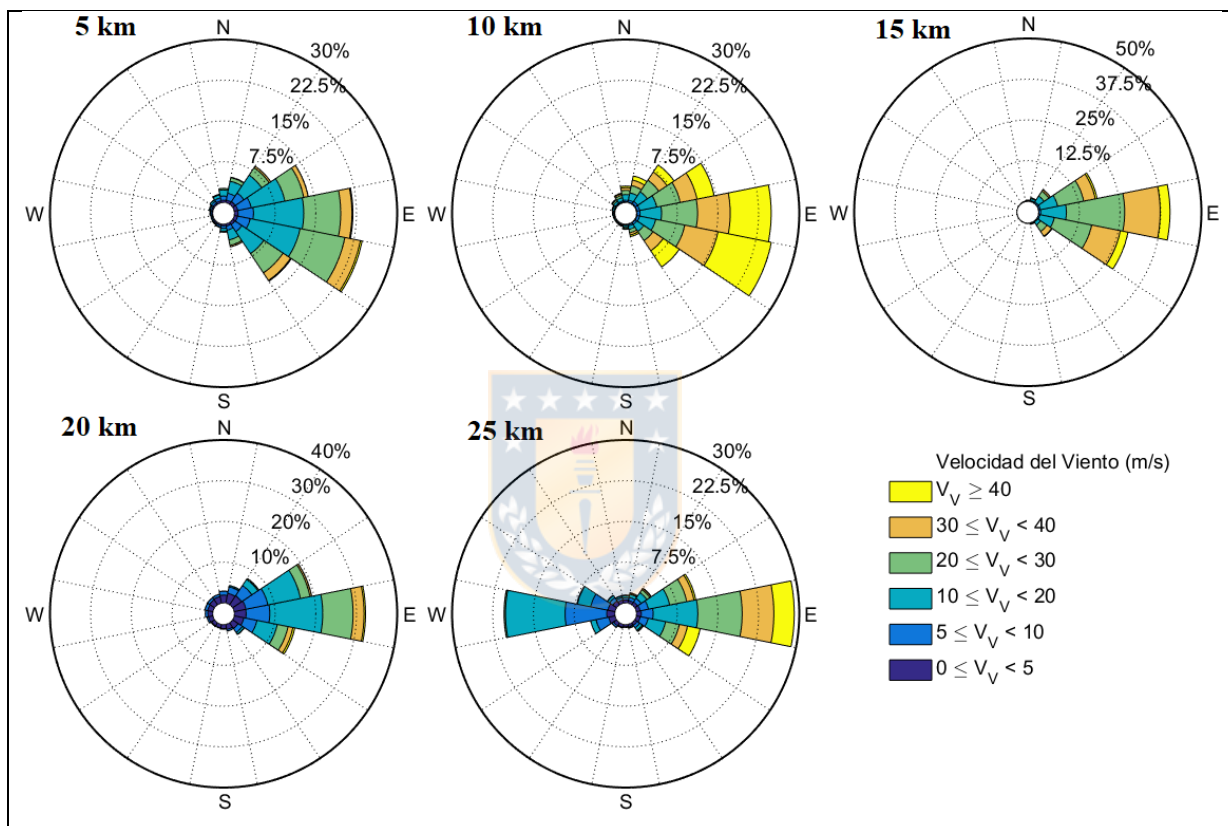


Figura 4.15. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona del vn. Llaima. Las direcciones indican donde el viento se dirige y las velocidades se expresan en m/s (cuadro inferior en colores). Se utilizó la base de datos *ECMWF ERA-Interim*, considerando 41.032 perfiles de vientos entre los años 1990 y 2018.

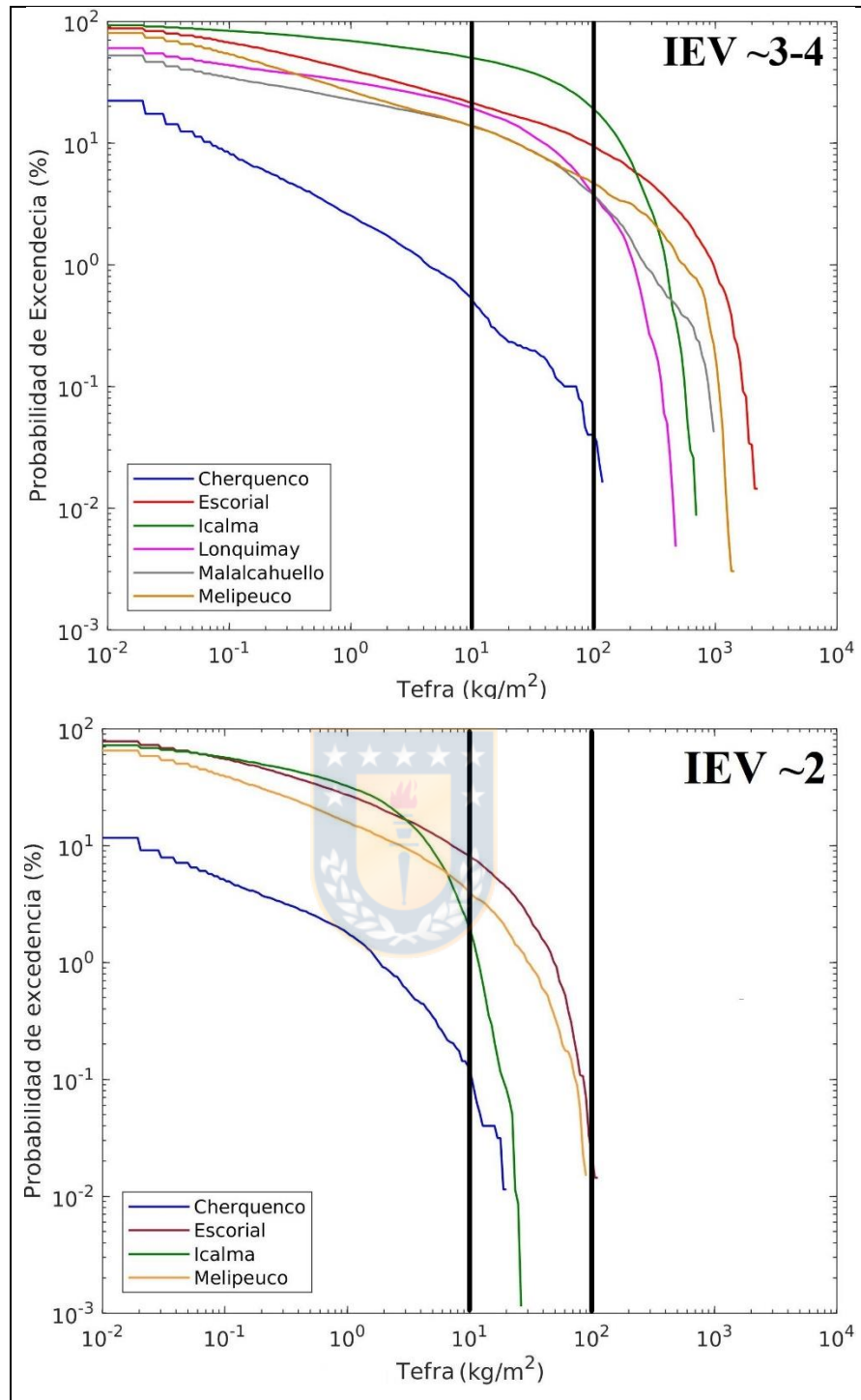


Figura 4.16. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos descritos para el vn. Llaima. Las líneas negras verticales indican las cargas de 10 y 100 kg/m^2 de tefra, cuya probabilidad para las diferentes zonas (curvas en colores) se lee directamente en el eje de las ordenadas.

4.4.5. Volcán Villarrica

Se consideran 2 escenarios eruptivos, similares a los presentados para el vn. Llaima:

- i) Una erupción subpliniana (IEV $\sim 3-4$), con una columna de unos 25 km s.n.m. y un volumen de $0,6 \text{ km}^3$ para un depósito escoriáceo (erupción vulcaniana-subpliniana Pucón hace Ka para vn. Villarrica; Moreno & Toloza, 2015), con una densidad promedio de 1.000 kg/m^3 (depósitos escoriáceos para CVMC; Rawson *et al.*, 2015), además de una distribución de tamaños de grano de -8 a 8ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.17.).
- ii) Una erupción menor (IEV ~ 2), similar a la actividad estromboliana violenta de 2015 para el vn. Villarrica (Romero *et al.*, 2018), y una columna de ~ 12 km s.n.m. con un volumen de $0,02 \text{ km}^3$ (Unidad D de la erupción Chaimilla IEV ~ 2 ; Costantini *et al.*, 2011), con densidad de 1.500 kg/m^3 (depósitos densos, Rawson *et al.*, 2015). La descripción granular para el depósito va de -4 a 8ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.18.).

Ocupando 41.032 perfiles de vientos de todo el año (mediciones cada 6 hr/día) entre enero-1990 y enero-2018, se realizó una evaluación probabilística ocupando el modelo numérico anteriormente descrito (Subcapítulo 4.2.) para determinar las áreas con mayor y menor probabilidad de ser afectadas por caída de piroclastos, generando isolíneas probabilísticas (líneas que contienen áreas con igual o mayor probabilidad) representadas en mapas probabilísticos de caída de tefra (Figuras 4.17. y 4.18.), los que grafican la “probabilidad de excedencia” para una carga de 100 kg/m^2 de tefra (~ 10 cm de espesor). La “probabilidad de excedencia” se refiere a que, dada una erupción con ciertos parámetros especificados (escenario eruptivo), se puede alcanzar una carga de tefra igual o mayor a “X” kg/m^2 en un área determinada.

Los valores de estas probabilidades cambian al variar las características de la erupción (masa eruptada, altura de la columna, entre otros), pero la distribución relativa de tefra se mantiene similar debido a su fuerte dependencia con la estadística de vientos. Los vientos predominantes a diferentes alturas (Figura 4.19.) para el vn. Villarrica presentan una clara disposición hacia el E y menor al SE. Considerando un futuro evento eruptivo con misma probabilidad para cualquier día del año, es probable que las localidades y poblados cercanos y dispuestos al E-SE del volcán se

vean mayormente afectados por caída de tefra, como lo son: sectores turísticos como Termas de Palguín (E), Centro de Sky Pucón (O), y Curarrehue (más distal al NE).

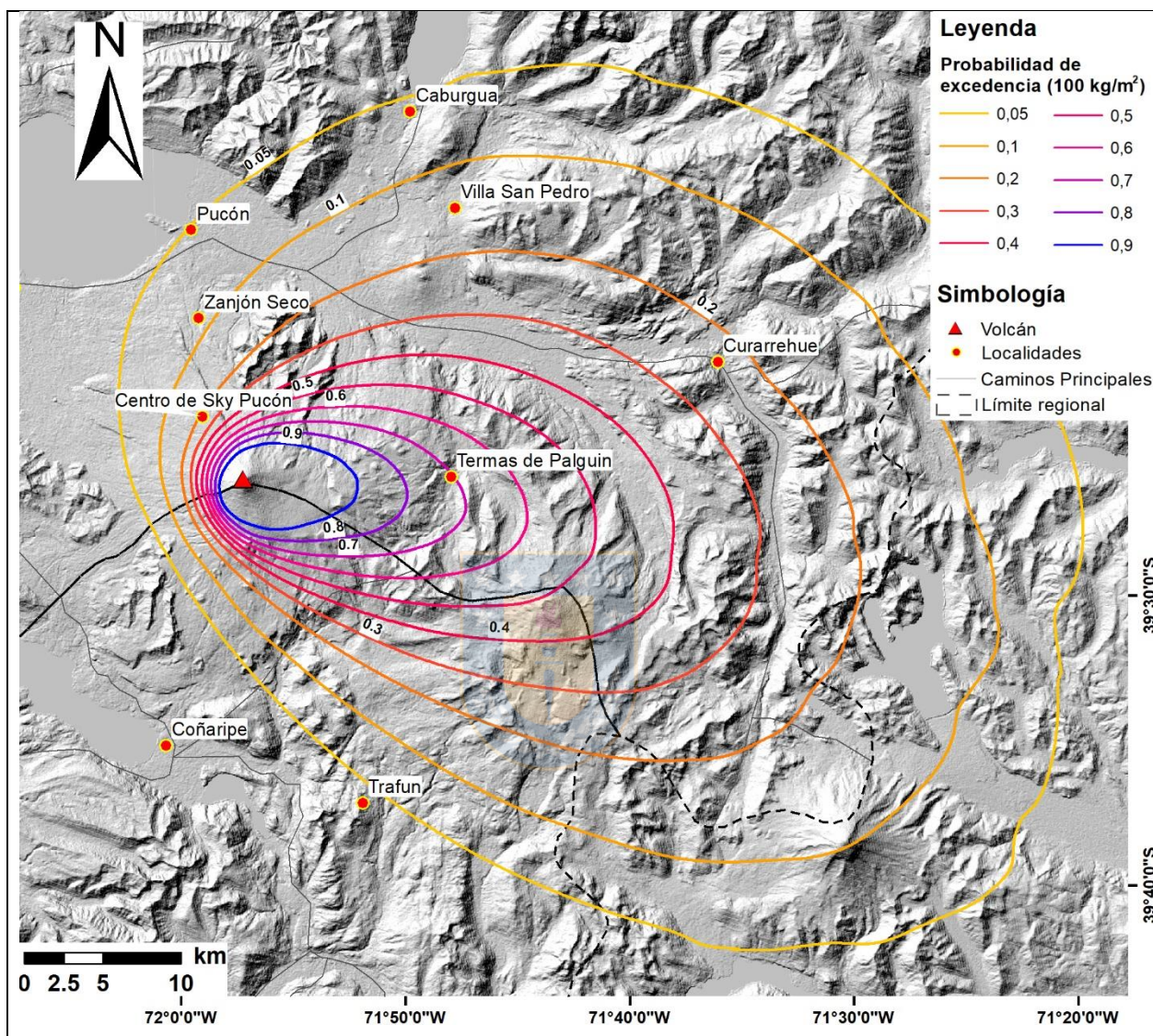


Figura 4.17. Mapa probabilístico de caída de tefra para el volcán Villarrica IEV ~3-4. Las isolíneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m^2 (~10 cm) de tefra.

Utilizando los mismos parámetros de entrada para determinar las isolíneas de probabilidad en el área de estudio, es posible agregar un parámetro de ubicación (coordenadas UTM) para calcular probabilidades de excedencia de diferentes cargas de tefra (p.e. 10-100-1000 kg/m^2) en zonas críticas de manera “puntual” en el espacio. Observando los mapas de peligro para caída de tefra (Figuras 4.17. y 4.18.), se escogen localidades propensas a ser afectadas por caída de tefra, a

partir de las cuales obtener las coordenadas para el cálculo. Los gráficos (Figura 4.20.) son generados mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016b), donde se destaca la probabilidad de excedencia (eje “y” del gráfico) para una carga de “X” kg/m² de tefra (eje “x” del gráfico).

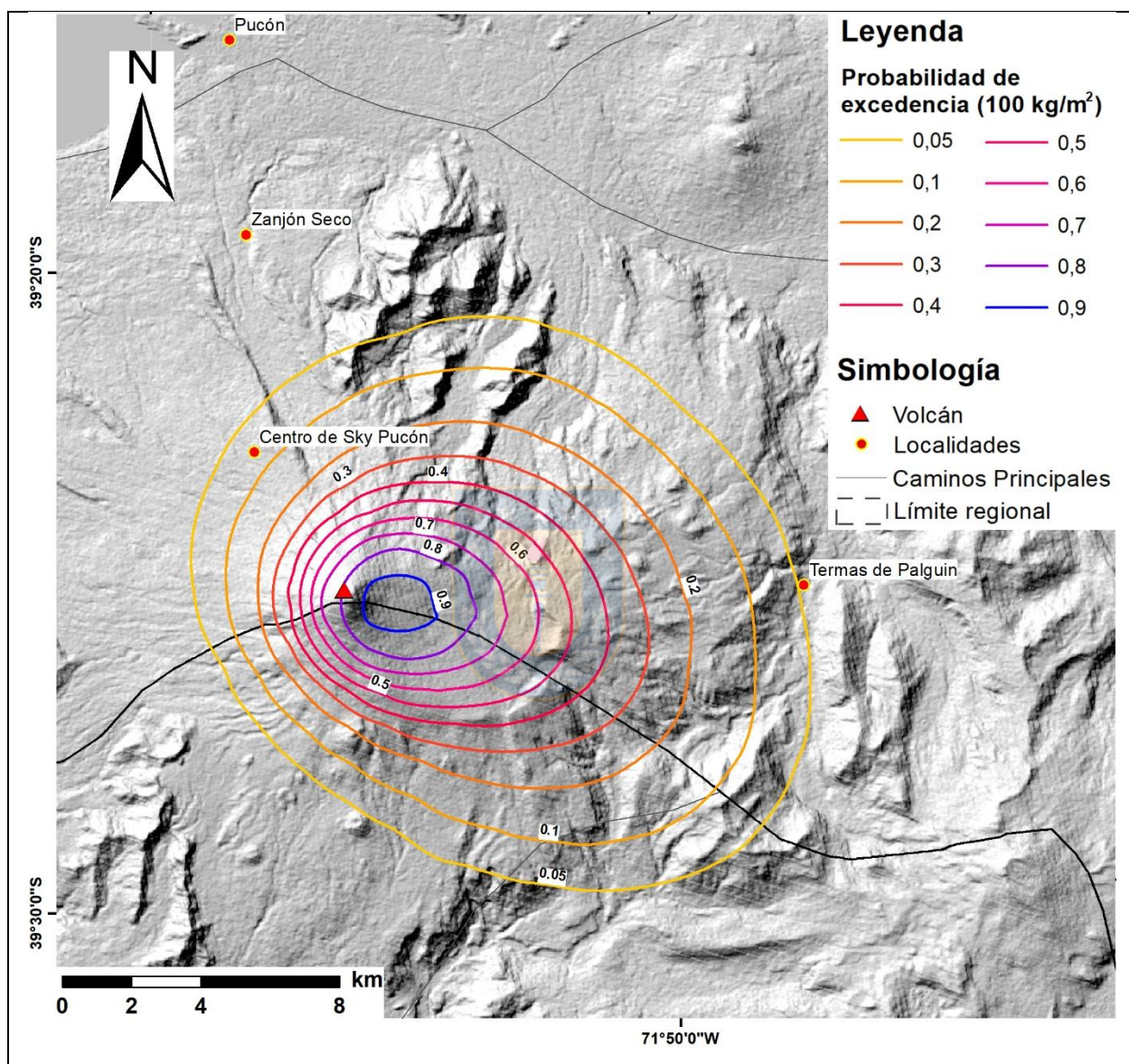


Figura 4.18. Mapa probabilístico de caída de tefra para el vn. Villarrica IEV ~2. Las isolíneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m² (~10 cm) de tefra.

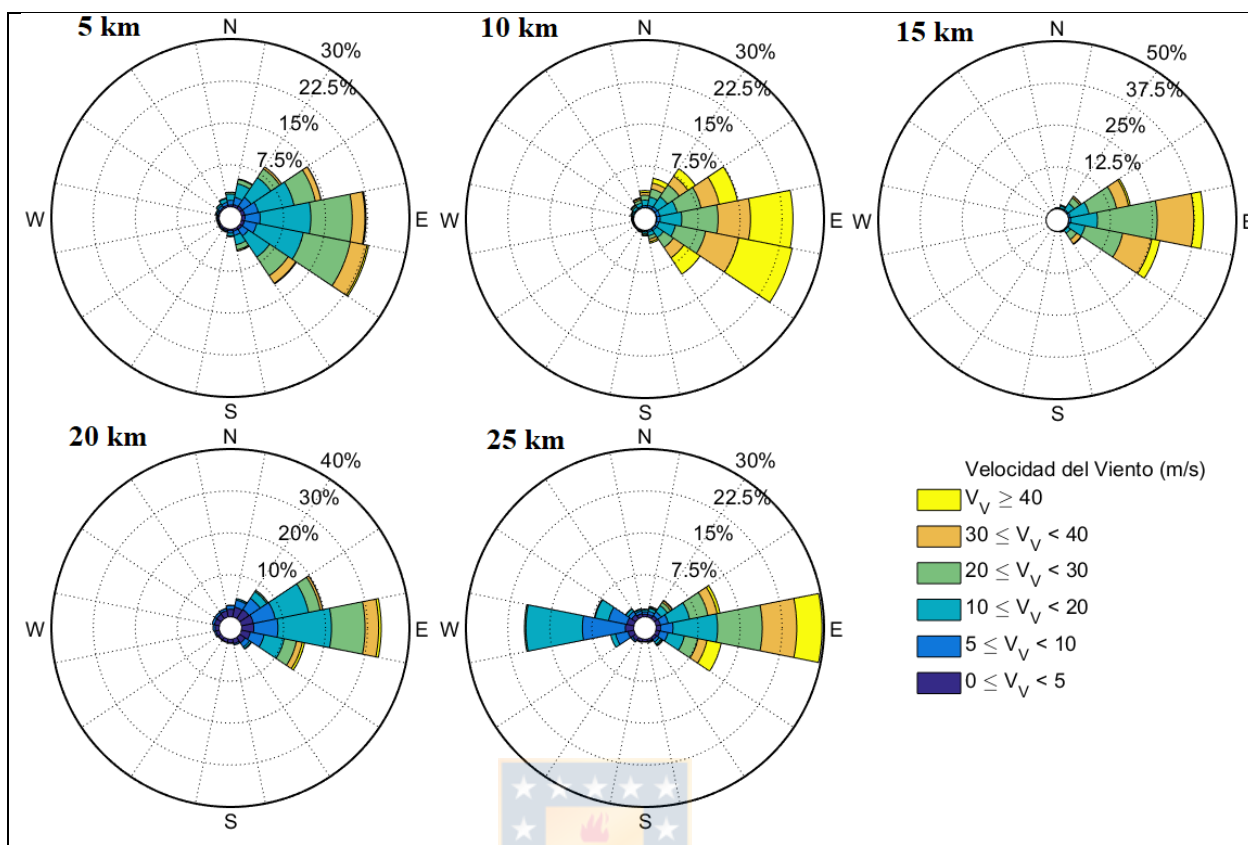


Figura 4.19. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona del vn. Villarrica. Las direcciones indican donde el viento se dirige y las velocidades se expresan en m/s (cuadro inferior en colores). Se utilizó la base de datos *ECMWF ERA-Interim*, considerando 41.032 perfiles de vientos entre los años 1990 y 2018.

De los gráficos (Figura 4.20.) destaca Termas de Palguín (directamente E), con una probabilidad de excedencia de 70% para 100 kg/m^2 (IEV $\sim 3-4$), y casi $\sim 4\%$ para 100 kg/m^2 generados por un evento menor (IEV ~ 2). En el caso del Centro de Sky Pucón, se tiene una probabilidad de excedencia poco mayor al 20% para 100 kg/m^2 para un evento subpliniano, y $\sim 8\%$ para 100 kg/m^2 generados por una erupción de IEV ~ 2 . Para Curarrehue (al NE del volcán), alcanza una probabilidad de excedencia del $>20\%$ para 100 kg/m^2 (IEV $\sim 3-4$), y 7-8% para 10 kg/m^2 generados por una erupción de IEV ~ 2 (nula a muy baja para 100 kg). Para Pucón (al NO del volcán), presentan una probabilidad 5-6% para 100 kg/m^2 ante un ciclo violento de IEV $\sim 3-4$, y un $\sim 4\%$ para 10 kg/m^2 (1 cm de tefra) generados por una erupción de IEV ~ 2 (bajo el 0,001% para 100 kg/m^2).

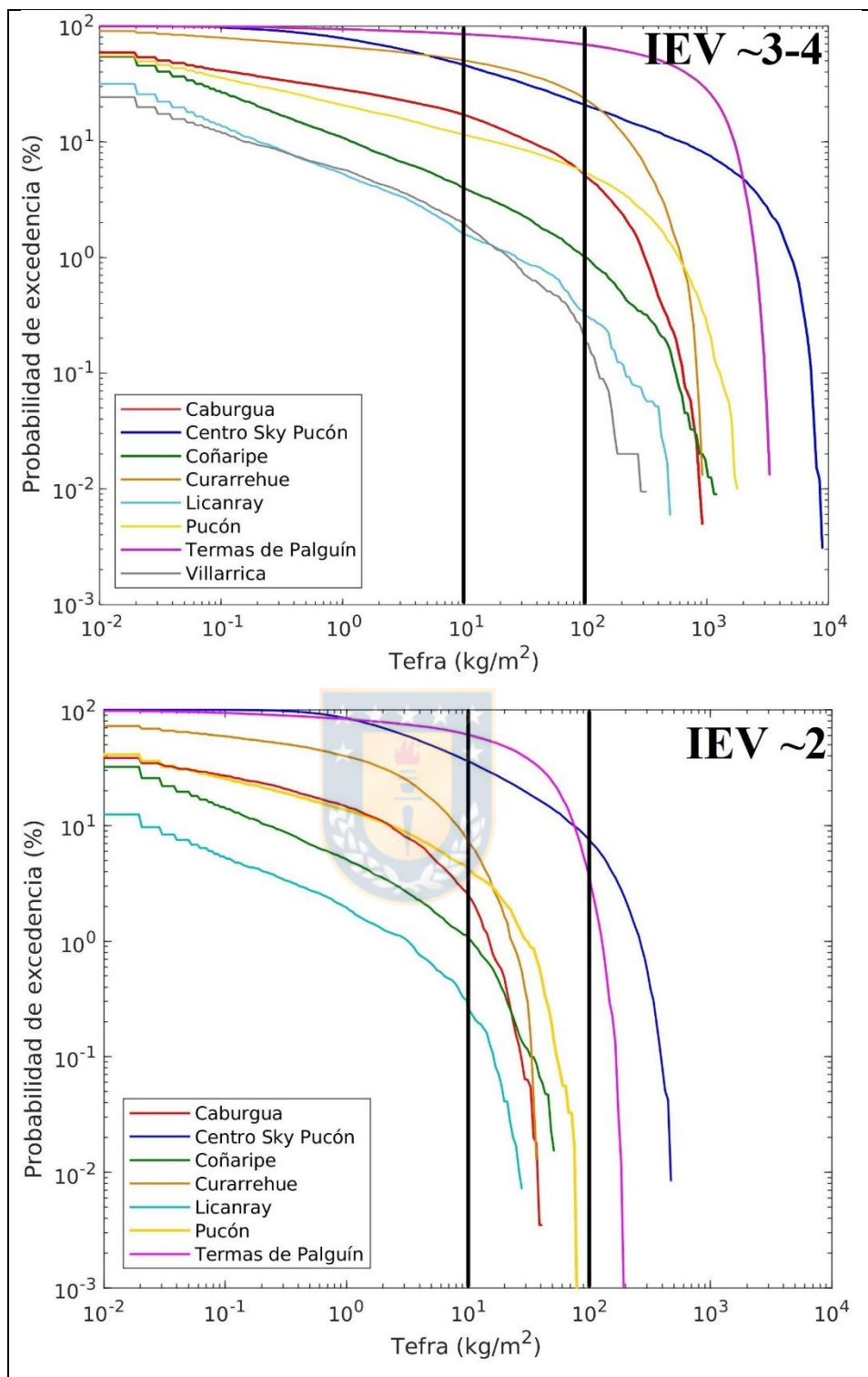


Figura 4.20. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante uno de los 2 eventos eruptivos descritos para el vn. Villarrica. Las líneas negras verticales indican las cargas de 10 y 100 kg/m^2 de tefra, cuya probabilidad para las diferentes zonas (curvas en colores) se lee directamente en el eje de las ordenadas.

4.4.6. Volcán Mocho-Choshuenco

Se consideran dos escenarios:

- i) Una erupción vulcaniana a subpliniana (IEV ~3-4), de características similares a ciclos eruptivos recientes (Hua-Hum 1,3-1,1 Ka AP; Rawson *et al.*, 2015); una altura para la columna eruptiva de unos ~20 km s.n.m. con un volumen de 0,4 km³ para un depósito de caída andesítico-dacítico y con una densidad promedio de 1.000 kg/m³ (Rawson *et al.*, 2015), además de una distribución de tamaños de grano de -8 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.21.).
- ii) Un escenario estromboliano violento (considerando la actividad histórica) de IEV ~2: con una altura para la columna eruptiva de 8 km s.n.m y un volumen de tefra de 0,01 km³, calculado a partir de las últimas 3 erupciones basálticas/andesíticas descritas por Rawson *et al.* (2015). Los tamaños de granos van desde los -4 a 8 ϕ (Tabla 4.11.) (Figura 4.22.).

Ocupando 41.032 perfiles de vientos de todo el año (mediciones cada 6 hr/día) entre enero-1990 y enero-2018, se realizó una evaluación probabilística ocupando el modelo numérico anteriormente descrito (Subcapítulo 4.2.) para determinar las áreas con mayor y menor probabilidad de ser afectadas por caída de piroclastos, generando isolíneas probabilísticas (líneas que contienen áreas con igual o mayor probabilidad) representadas en mapas probabilísticos de caída de tefra (Figuras 4.21. y 4.22.), los que grafican la “probabilidad de excedencia” para una carga de 100 kg/m² de tefra (~10 cm de espesor). La “probabilidad de excedencia” se refiere a que, dada una erupción con ciertos parámetros especificados (escenario eruptivo), se puede alcanzar una carga de tefra igual o mayor a “X” kg/m² en un área determinada.

Los valores de estas probabilidades cambian al variar las características de la erupción (masa eruptada, altura de la columna, entre otros), pero la distribución relativa de tefra se mantiene similar debido a su fuerte dependencia con la estadística de vientos. Los vientos predominantes a diferentes alturas (Figura 4.23.) para el CVMC presentan una clara disposición hacia el E y menor al SE/NE. Considerando un futuro evento eruptivo con misma probabilidad para cualquier día del año, es probable que las localidades y poblados cercanos y dispuestos al E-SE del volcán se vean

mayormente afectados por caída de tefra, como lo son: Puerto Fuy (NE), Neltume (NE), Pirihueico (SE) y Choshuenco (NO).

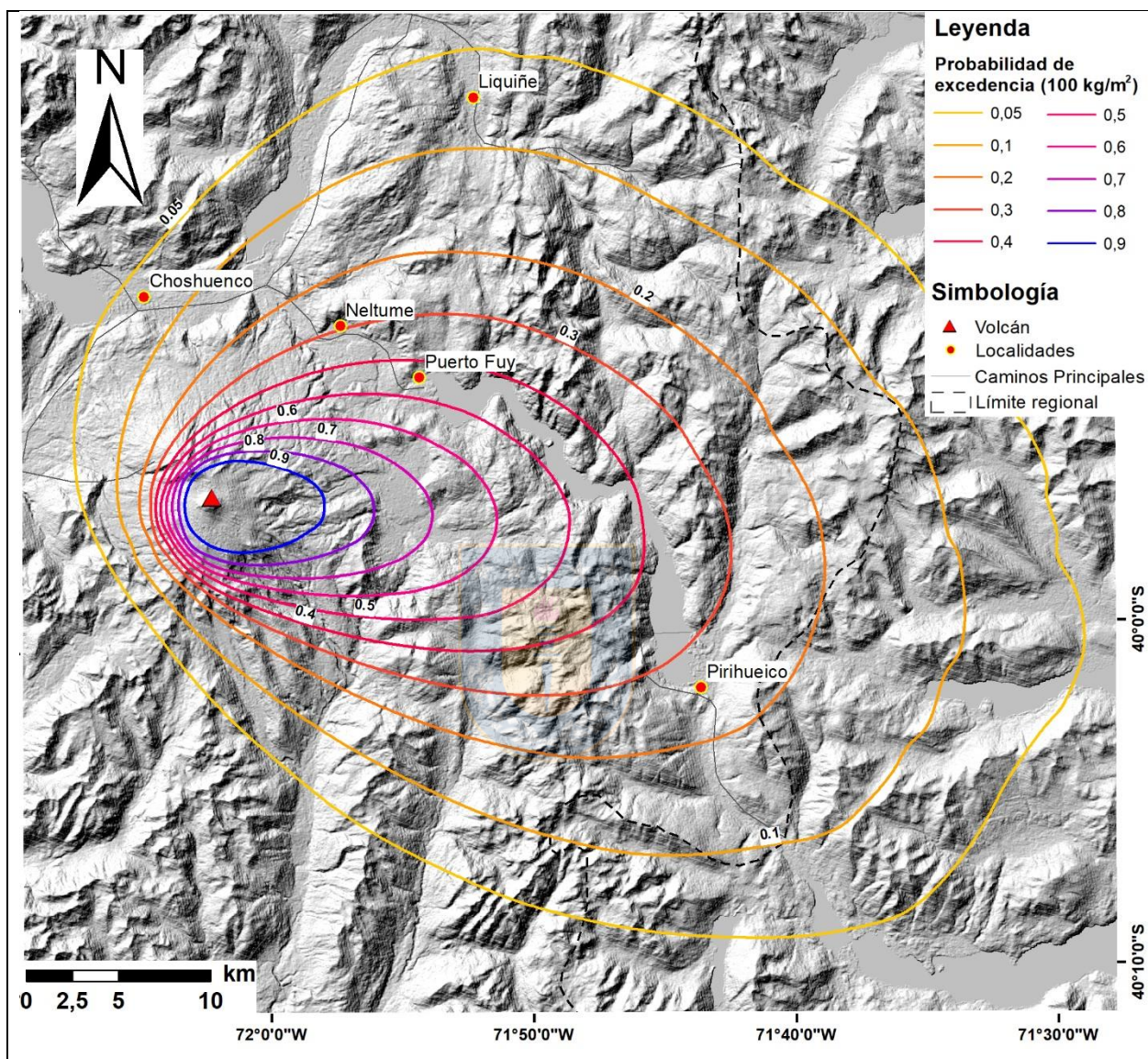


Figura 4.21. Mapa probabilístico de caída de tefra para el CVMC, IEV ~3-4. Las isóneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m^2 ($\sim 10 \text{ cm}$) de tefra.

Utilizando los mismos parámetros de entrada para determinar las isóneas de probabilidad en el área de estudio, es posible agregar un parámetro de ubicación (coordenadas UTM) para calcular probabilidades de excedencia de diferentes cargas de tefra (p.e. $10\text{-}100\text{-}1000 \text{ kg/m}^2$) en zonas críticas de manera “puntual” en el espacio. Observando los mapas de peligro para caída de

tefra (Figuras 4.21. y 4.22.), se escogen localidades propensas a ser afectadas por caída de tefra, a partir de las cuales obtener las coordenadas para el cálculo. Los gráficos (Figura 4.24.) son generados mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016b), donde se destaca la probabilidad de excedencia (eje “y” del gráfico) para una carga de “X” kg/m² de tefra (eje “x” del gráfico).

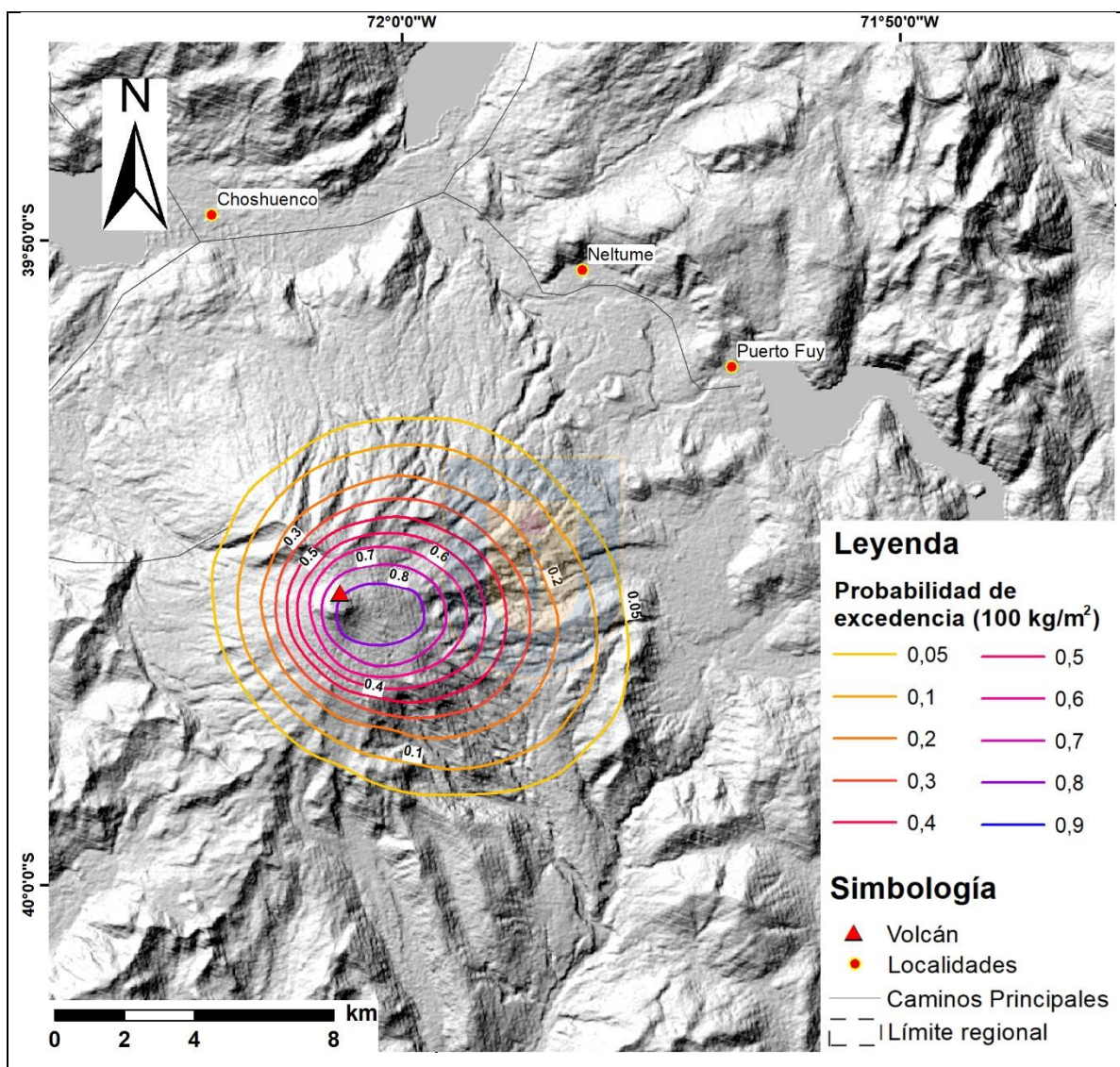


Figura 4.22. Mapa probabilístico de caída de tefra para el CVMC, IEV ~2. Las isóneas probabilísticas (en colores) encierran áreas con probabilidad para la excedencia de una carga igual o mayor a 100 kg/m² (~10 cm) de tefra.

Se destaca Puerto Fuy (Figura 4.24.), con una probabilidad de excedencia ~45% para 100 kg/m² (IEV ~3-4), y casi ~30% para 10 kg/m² generados por un evento menor (IEV ~2). En el caso de Neltume, se tiene una probabilidad de excedencia de ~30% para 100 kg/m² para un evento

subpliniano, y $>20\%$ para 10 kg/m^2 generados por una erupción de IEV ~ 2 . Pirihueico (SE) alcanza una probabilidad de excedencia poco mayor a 20% para 100 kg/m^2 (IEV $\sim 3-4$), y cercano a 3% para 10 kg/m^2 generados por una erupción de IEV ~ 2 . Para Choshuenco (al NO del volcán), presentan una probabilidad poco mayor al 5% para 100 kg/m^2 ante una erupción de IEV $\sim 3-4$, y un $\sim 4\%$ para 10 kg/m^2 generados por una erupción de IEV ~ 2 . Finalmente, para San Martín de los Andes (al E del CVMC, Argentina), el poblado más oriental de los analizados, la probabilidad ante un ciclo eruptivo explosivo de IEV $\sim 3-4$ alcanza un 20% para 1 cm de tefra (10 kg/m^2); y ante un evento menor (IEV ~ 2), alcanza probabilidades del 3% para acumulaciones del orden milimétrico.

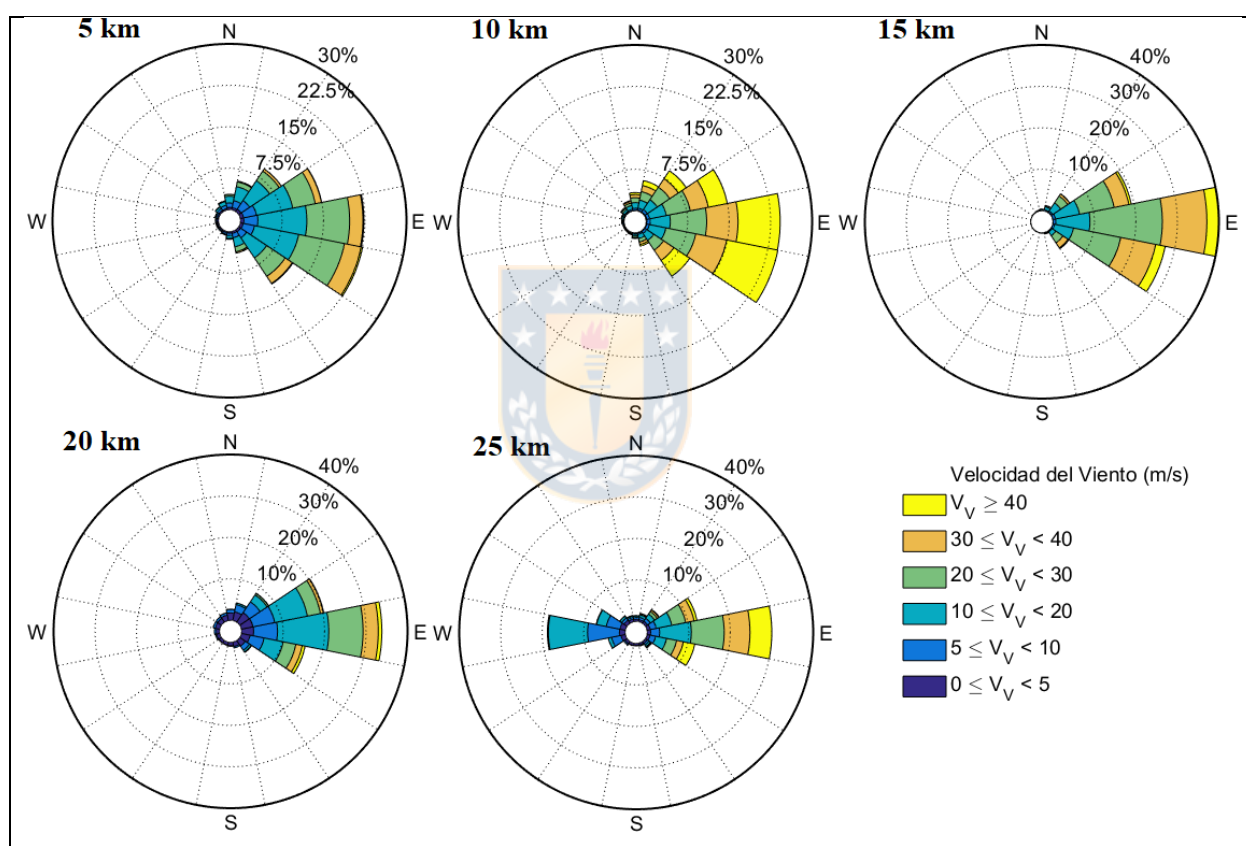


Figura 4.23. Diagramas de rosa con estadística de vientos para alturas de 5, 10, 15, 20 y 25 km para la zona del CVMC. Las direcciones indican donde el viento se dirige y las velocidades se expresan en m/s (cuadro inferior en colores). Se utilizó la base de datos *ECMWF ERA-Interim*, considerando 41.032 perfiles de vientos entre los años 1990 y 2018.

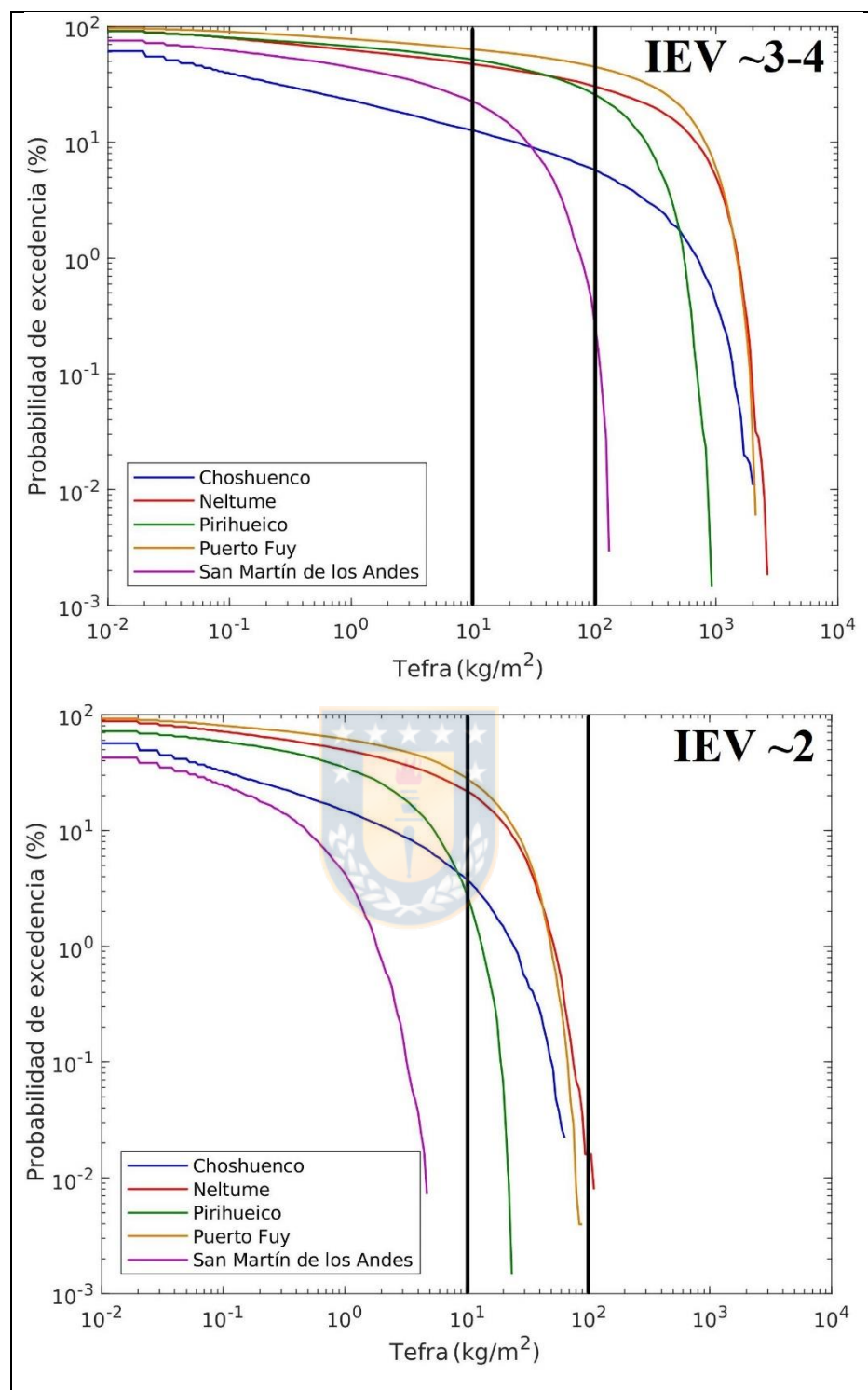


Figura 4.24. Probabilidad de excedencia v/s acumulación de tefra en distintas localidades ante un de los 2 eventos eruptivos descritos para el CVMC. Las líneas negras verticales indican las cargas de 10 y 100 kg/m^2 de tefra, cuya probabilidad para las diferentes zonas (curvas en colores) se lee directamente en el eje de las ordenadas.

5. ANÁLISIS DE PELIGRO POR PBVs

5.1. Origen, transporte y caracterización

Los proyectiles balísticos volcánicos (PBV) son fragmentos de roca y lava, que al ser expulsados del cráter siguen trayectorias aproximadamente parabólicas, regidas por la fuerza de gravedad y modificadas por la fuerza de arrastre con el aire (Alatorre-Ibargüengoitia & Delgado-Granados, 2012). Este término es usado para referirse a piroclastos que son demasiado gruesos para estar en equilibrio termal o mecánico con la fase gaseosa de una columna eruptiva, y por lo tanto se desacoplan en la zona de chorro (*jet* o *gas-thrust*; Figura 5.1.) siguiendo una trayectoria parabólica independiente, en ángulos que crecen en la vertical (Houghton & Carey, 2015).

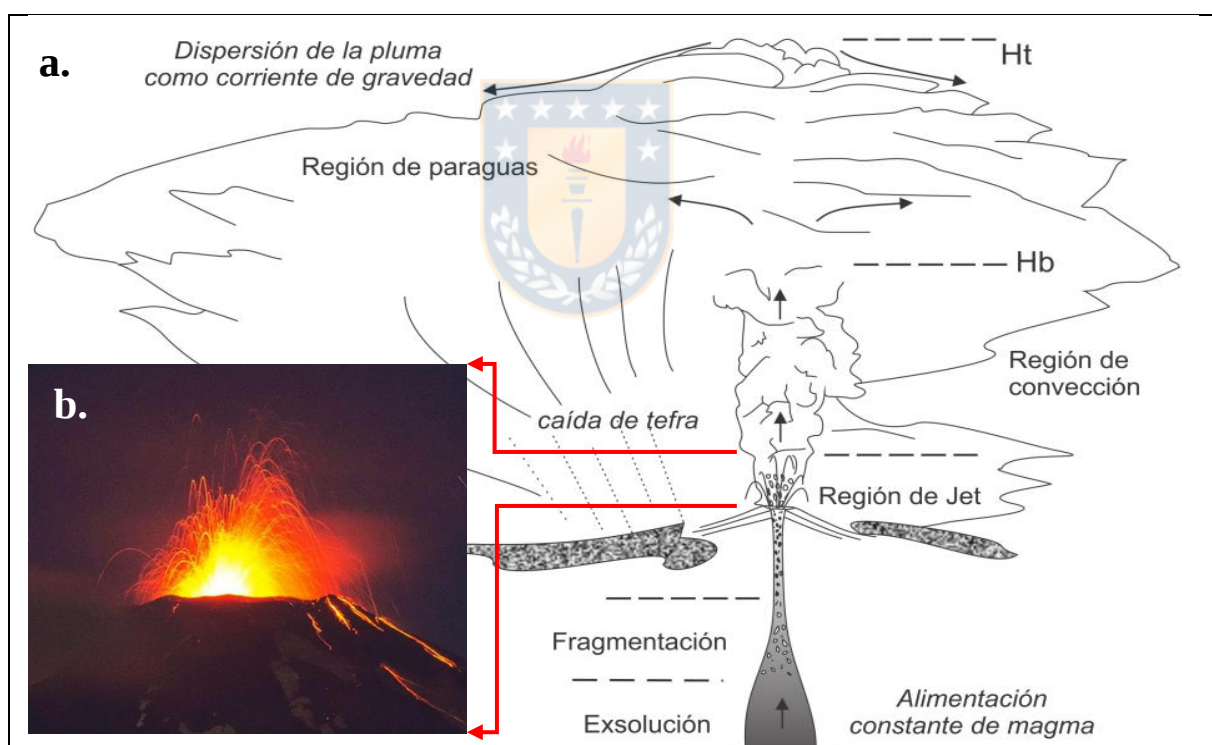


Figura 5.1. Columna eruptiva y proyectiles balísticos. a.- esquema de una columna eruptiva y las distintas regiones y procesos al interior (extraído y mod. de Romero *et al.*, 2015); Ht: altura máxima de la columna; Hb: altura donde la densidad de la columna es igual a la atmósfera. b.- proyectiles balísticos de la erupción del 03-03-2015 vn. Villarrica (Martín Fotografía; extraída de Romero *et al.*, 2015).

En los volcanes estudiados, los PBV se pueden originar en erupciones explosivas, las cuales se desencadenan por la liberación rápida, y a menudo desequilibrada, de gases disueltos en el magma que ascienden de forma veloz. El magma se transforma de una espuma de burbujas de gas dentro de un líquido silicatado a una corriente de gas que se acelera rápidamente llevando consigo piroclastos a superficie (líquidos y sólidos; Cashman & Scheu, 2015).

Las erupciones explosivas pueden tener origen magmático, freatomagmático o hidrotermal. Las magmáticas pueden ser poco violentas, estilo estromboliano, común en la historia eruptiva del volcán Llama, y predominante en la erupción de 1988-90 del Cono Navidad asociado al volcán Lonquimay. Estas se caracterizan por explosiones débiles, discretas y de corta duración, que se manifiestan superficialmente por la liberación impulsiva de burbujas de gas presurizado. Debido a la rápida expansión de este gas, se produce una fragmentación y expulsión del magma fundido con trayectorias aproximadamente parabólicas (Figura 5.2.a.; Taddeucci *et al.*, 2015). Por otra parte, en erupciones altamente explosivas tipo plinianas y subplinianas (actividad menos recurrente en volcanes estudiados), los PBV se desprenden de la columna eruptiva desde la zona de *jet* o chorro (Figura 5.2.b.), mientras que explosiones freatomagmáticas, que son desencadenadas por la interacción del magma con cuerpos de agua (superficiales o subterráneos), también pueden generar violentas eyecciones de bloques con trayectorias balísticas (Figura 5.2.c.; Zimanowski *et al.*, 2015). Finalmente, uno de los estilos que más se caracteriza por la eyección de PBV (baja recurrencia en volcanes en estudio) son las erupciones vulcanianas. Estas se inician cuando la capa de magma coherente o domo que tapan el conducto volcánico se rompe violentamente. En este caso, los bloques balísticos representan principalmente fragmentos del tapón del conducto (Figura 5.2.d.; Clarke *et al.*, 2015).

Los PBV poseen tamaños mínimos entre 20-30 cm para líticos densos, sin embargo, pueden variar dependiendo de las propiedades físicas de los clastos (Houghton & Carey, 2015) y entre 15-20 cm para bloques con densidades típicas, diámetro necesario para que tengan el momentum suficiente para ser conducidos con trayectoria balística contra la resistencia del aire en una explosión (Baxter & Horwell, 2015). Así en las proximidades de la boca eruptiva, donde predomina la energía cinética, los bloques se rigen por las leyes de la balística, considerando que la velocidad de los gases pueden ser supersónicas, lanzando grandes proyectiles balísticos que dejan el conducto

con velocidades de decenas a cientos de m/s, cuya trayectoria se ve escasamente afectada por la dinámica del chorro de la columna o del viento (González-Ferrán, 1995) y donde su movimiento está fuertemente controlado por la fuerza de gravedad y fuerzas de arrastre (Alatorre-Ibargüengoitia & Delgado-Granados, 2012). Una vez desprendidos de la columna, los PBV se dispersan alrededor de la fuente, siendo afectada su distribución por las características de la explosión (si es magmática, freatomagmática o hidrotermal); la profundidad de la explosión; del mecanismo que la impulsa y de la morfología del cráter (Breard *et al.*, 2014).

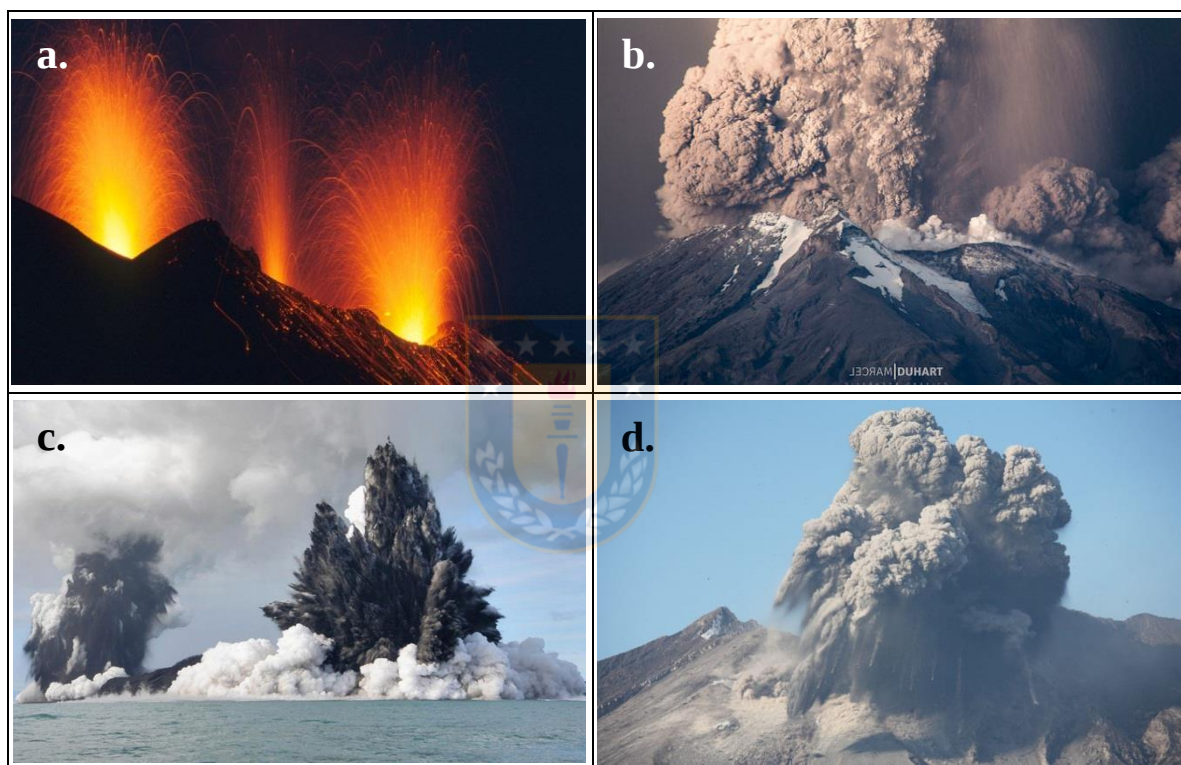


Figura 5.2. Projectiles balísticos volcánicos (PBV) en explosiones con diversos estilos eruptivos (EULA-CHILE, 2018). **a.-** Explosiones estrombolianas del vn. Stromboli, Italia (fuente: www.photovolcanica.com). **b.-** Fotografía de la erupción subpliniana de 2015 en el vn. Calbuco, donde se observa caída de PBV (fotografía de Marcel Duhart, extraída de www.flickr.com). **c.-** Erupción freatomagmática del vn. Hunga-Tonga (<http://volcano.si.edu/volcanoes>). **d.-** Erupción vulcaniana del vn. Sakurajima, Japón (www.photovolcanica.com).

Particularmente para erupciones vulcanianas, las primeras características que se estudian son las trayectorias y las velocidades de los bloques eruptados. Las erupciones vulcanianas más energéticas han eyectado bloques hasta distancias de 5 km (volcán Arenal en 1968, Costa Rica). Antes de 1990, las estimaciones de velocidades requeridas para producir las distancias de caída

observadas, no suponían las condiciones de las fuerzas de arrastre por lo que los estudios entregaban velocidades significativamente mayores a las que recientemente se han calculado, las cuales consideran una disminución por las fuerzas de arrastre del aire cerca del *vent* (Morrissey & Mastin, 2000). Por otra parte, análisis fotobalísticos de explosiones en Stromboli (1971) y Heimaey (1973) muestran que los fragmentos salen con ángulos de 45° a 75° desde el *vent*, con velocidades horizontales entre 40-100 m/s, alcanzando alturas superiores a los 100 m (Vergnoille & Mangan, 2000).

En cuanto a la caída de PBV, se considera como fenómenos proximales, extendiéndose habitualmente entre 1-5 km desde la fuente dependiendo de la energía de la erupción, y son pobremente afectados por la advección del viento, por lo que permiten reconocer la proximidad con respecto al *vent* y a calcular las velocidades mínimas de eyección aproximadas. Además, debido a la intensidad con la que los PBV caen en la superficie, producen cráteres de impacto, los cuales a través de su posición y forma indican la dirección de la fuente (Houghton & Carey, 2015). Como se ha nombrado con anterioridad, estos han sido documentados en erupciones con diversos estilos eruptivos (erupción freatomagmática de Ukinrek en 1977, Alaska; la erupción subpliniana de 1992 *Crater Peak Vent*, Alaska; en la erupción vulcaniana de *Soufriere Hills* de 1997; y en la erupción del volcán Guagua Pichincha en 1999, Ecuador, entre otras), sin embargo, no han sido registrados con mayor detalle en los volcanes de la zona de estudio. Cabe destacar que, en las erupciones de estilo vulcanianas las eyecciones balísticas son particularmente intensas y caracterizadas por rangos de diámetros inusualmente grandes (métricos), por lo que suelen ser uno de los principales depósitos proximales en volcanes con esta dinámica eruptiva. Los bloques o bombas pueden exhibir texturas de corteza de pan, indicando que el gas interior se sigue expandiendo a medida que el balístico viaja a través del aire (Clarke *et al.*, 2015). En Chile en tanto, han sido observados grandes PBV, como ocurrió en la erupción del volcán Lascar en febrero de 1990, que lanzó bloques balísticos de aproximadamente 1,5 m³ a distancias de 5 km, generando enormes cráteres de impacto de más de 4 metros de diámetro y cerca de 1,5 m de profundidad (Figura 5.3.; González-Ferrán, 1995).

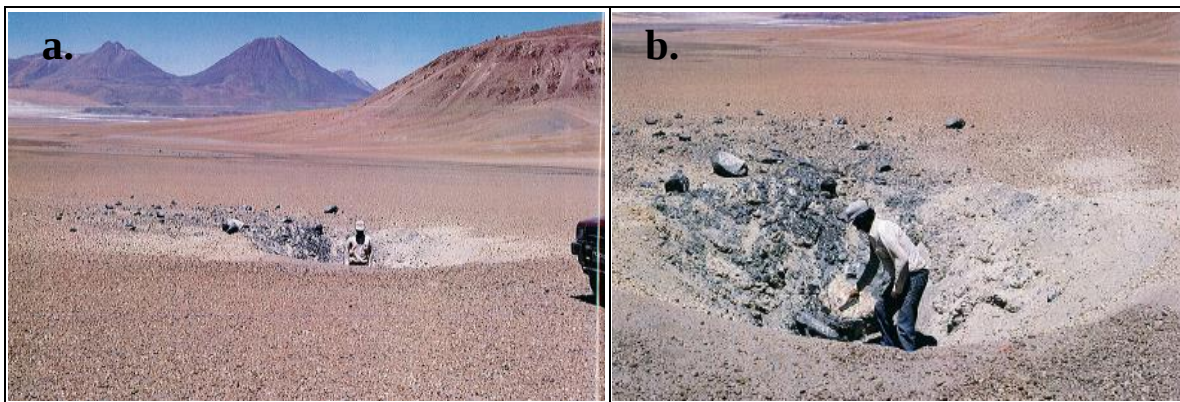


Figura 5.3. Proyectoil balístico volcánico emitido durante la erupción de 1990 por el vn. Lascar. a.- Cráter de impacto de 6 m de diámetro y 1,5 m de profundidad, dejado por el impacto un bloque balístico a 5 km de distancia del cráter. **b.-** Detalle del bloque dentro del cráter de impacto (fotografías extraídas de González-Ferrán, 1995).

5.2. Modelo comparativo

Para la delimitación de zonas de peligro por caída de PBV se consideraron las distancias máximas aproximadas que pueden alcanzar los proyectiles balísticos eyectados por los volcanes Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco; de acuerdo a diferentes escenarios explosivos basados en su pasado eruptivo y en similitudes con otros volcanes en donde ha sido registrada con mayor detalle la caída de PBV (EULA-CHILE, 2018). En este contexto, y debido a la escasa información sobre impactos balísticos en los volcanes en estudio, se realizó una revisión bibliográfica de distancias máximas alcanzadas por bloques y/o bombas en volcanes alrededor del mundo (Tabla 5.1.). Luego, se seleccionaron aquellos que presentan estudios detallados y/o características similares en cuanto a su composición, estilo eruptivo, IEV y altura del cráter en relación al nivel del mar, todas ellas relevantes para determinar la distancia de caída de los PBV.

Para cada volcán se definen 3 zonas de peligro circulares, con radios desde el principal centro emisor o cráter, y en algunos casos se define una cuarta zona de peligro asociada a erupciones de cráteres secundarios (monogenéticos y/o fisurales) no mayor a los 2 km desde la fuente. La determinación de los radios se realizó mediante la comparación con los volcanes seleccionados para cada caso (Tabla 5.1.), además de tomar en cuenta los radios propuestos en los mapas de peligros generados por SERNAGEOMIN. Estos volcanes poseen semejanzas

principalmente en su composición predominante y en el índice de explosividad de las erupciones históricas registradas, pero tienen diferencias en la altura a la cual se encuentra el cráter, lo que influye de manera directa en la distancia horizontal máxima que pueden alcanzar los PBV (Alatorre-Ibargüengoitia, 2003). Es por esto que en los estudios realizados para los volcanes Boquerón y Concepción, de alturas que no superan los ~1.500 m sobre su base (1.893 m s.n.m), se consideran distancias de impacto menores en comparación a las estimadas para el vn. Colima, el cual tiene una altura de ~2.000 m sobre su base (3.763 m s.n.m).

Tabla 5.1. Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBVs. Extraída y modificada de EULA-CHILE (2018).

Volcán	Composición	IEV erupciones recientes	Altitud m sobre base*	Altitud m s.n.m.	Distancias máx. (km) Alt-Med-Baja	Referencia
Popocatepetl (México)	Andesítica-Dacítica	IEV 2-3	~2.900	5.452	5,1-8,3-13,1	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2012
Stromboli (Italia)	Basáltica-Traquiandesítica	IEV 2-3	~900	924	1,5	Abril 2003, Smithsonian
Masaya (Nicaragua)	Basáltica-Andesítica	IEV 1-2	~400	635	0,5	Abril 2001, Smithsonian
Crater Peak (Mt. Spurr-Alaska)	Andesíticas-Basálticas andesítica	IEV 3-4	~2.800	3.474	3,5	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Asama (Japón)	Andesítica- Dacítica	IEV 1-3	~1.100	2.568	3,5	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Ngauruhoe (Nueva Zelanda)	Andesítica-Basáltica andesítica	IEV 1-3	~1.300	2.291	2,8	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Arenal (Costa Rica)	Andesítica-Basáltica andesítica	IEV 2-4	~1.200	1.670	5	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Ukinrek (Alaska)	Basáltica-Dacítica	IEV 3	~30	91	0,7	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Ontake (Japón)	Andesita-Riolítica	IEV 2-3	~1.400	3.067	1	Tsunematsu <i>et al.</i> , 2016
Boquerón (San Salvador)	Andesítica-Andesítica basáltica	IEV 3-4	~1.200	1.893	1,1-2,8-5,4	Ferrés <i>et al.</i> , 2013
Concepción (Nicaragua)	Andesítica-Basáltica andesítica	IEV 1-2	~1.550	1.610	2,8-3,7-5,9 (principal)/ 2 (adventicios)	Alatorre-Ibargüengoitia, 2003
Shinmoedake (Japón)	Andesítica- Dacítica	IEV 1-2	~400	1.421	3,4	Maeno <i>et al.</i> , 2013
Colima (México)	Basáltica-Andesítica basáltica	IEV 1-4	~2.000	3.763	5,5-8,4-12,1	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2006
Chichón (México)	Traquiandesítica-Basáltica traquiandesítica	IEV 3-5	~600	1.150	4,8-6,1-8,4	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2016
Mt. Rainier (EEUU)	Andesítico-Dacítico	IEV 3-4 (Ka); 1 (1894)	~2.800	4.392	5 (mapa de peligros)	Hoblitt <i>et al.</i> , 1998
Mt. Hood (EEUU)	Andesítico-Dacítico	IEV 2 (1800s)	~2.300	3.429	5 (mapa de peligros)	Scott <i>et al.</i> , 1997
Mt. Ruapehu (Nueva Zelanda)	Andesítica-Basáltica andesítica	IEV 1 (2007)	~1.700	2.797	2	Kilgour <i>et al.</i> , 2010
Callaqui	Andesítico-Basáltico de medio-alto K	IEV <4	~2.000	3.087	~3	Polanco <i>et al.</i> , 2000

Continuación Tabla 5.1.

Lonquimay	Basáltica-Andesítica basáltica	IEV 2-4	~1.600	2.832	2,5	Naranjo <i>et al.</i> , 2000
Llaima	Basáltica-Basáltica andesítica	IEV 1-3	~2.100	3.179	4	Moreno & Naranjo, 2003
Villarrica	Basáltica-Andesítica	IEV 1-3	~2.200	2.875	4 (principal)/ 2 (adventicios)	Moreno, 1993; Moreno, 2000
Villarrica (2015)	Basáltica-Andesítica	IEV 1	~2.200	2.875	1,6	Bertin <i>et al.</i> , 2015
Calbuco	Andesítica-Basáltica andesítica	IEV 2-5	~1.700	2.003	5 (2015)	Marzano <i>et al.</i> , 2018
Puyehue-Cordón Caulle	Basáltica-Riolítica	IEV 2-5	~1.800	2.200	1,8 a 2,5 (2011)	Castro <i>et al.</i> , 2013; Pistolesi <i>et al.</i> , 2015
Mocho-Choshuenco	Andesítica-Dacítica	IEV 2-5	~1.800	2.422	2,5 a 16	Rawson <i>et al.</i> , 2015
*Nota: alturas tentativas obtenidas mediante Google Earth.						

5.3. Escenarios y resultados

5.3.1. Volcanes: Callaqui y Tolhuaca

Teniendo en cuenta el escaso o nulo registro geológico de distancias de impacto en cuanto a emisión de piroclastos de trayectoria balística en su historia eruptiva, es necesario realizar una comparación con símiles volcánicos alrededor del mundo, entre ellos destacan los volcanes Rainier (EEUU) y Ruapehu (Nueva Zelanda).

Para el Mt. Rainier (Mullineaux, 1974) se describen bombas de 25-30 cm a una distancia de 8 km desde la cima y algunas más pequeñas de 8 cm de diámetro son reconocidas hasta 9 km, de composición escoriácea, descritas en depósitos mixtos junto a tamaños lapilli. En cuanto a la actividad del Mt. Ruapehu, en su último ciclo eruptivo de septiembre de 2007 generó PBV andesíticos (tamaños 0,1-1 m), donde el depósito de balísticos se limita a una franja de 40° de ancho dirigida hacia el N, y se extiende hasta 2 km desde *Crater Lake* (Kilgour *et al.*, 2010). La fuerte direccionalidad de los depósitos eyectados y las "zonas sombras" libres de PBV protegidas por la topografía, apuntan hacia un ángulo de emisión relativamente bajo (Kilgour *et al.*, 2010).

Finalmente, con datos recientes en conjunto a bibliografía de distintos macizos y distancias asociadas a caída de PBV (Tabla 5.1.), se selecciona aquellos que presenten características

similares en composición, altura y IEV para los volcanes Callaqui y Tolhuaca (Tabla 5.2.), además del área propuesta en mapas de peligros para los volcanes del Alto Biobío de SERNAGEOMIN (Naranjo *et al.*, 2000); determinando así tres zonas de peligro (radios) para estos macizos.

Tabla 5.2. Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBV. Selección para volcanes Callaqui y Tolhuaca.

Volcán	Composición	Altitud sobre base (m)	Altitud m s.n.m.	Distancia máxima según probabilidad (km)			Referencia
				Alta	Media	Baja	
Concepción	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.550	1.610	2,8	3,7	5,9	Alatorre-Ibargüengoitia, 2003
Colima	Basáltica-Andesítica basáltica	~2.000	3.763	5,5	8,4	12,1	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2006
Ruapehu	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.700	2.797	2	-	-	Erupción IEV 1 2007. Kilgour <i>et al.</i> , 2010.
Ngauruhoe	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.300	2.291	2,8	-	-	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Mt. Hood	Andesítico-Dacítico	~2.300	3.429	5	-	-	(mapa de peligros) Scott <i>et al.</i> , 1997
Mt. Rainier	Andesítico-Dacítico	~2.800	4.392	5	-	-	(mapa de peligros) Hoblitt <i>et al.</i> , 1998
Villarrica	Basáltica-Andesítica	~2.200	2.875	4 (cráter principal)-2 (adventicios)	-	-	Moreno, 1993; 2000
Lonquimay	Basáltica-Andesítica basáltica	~1.600	2.832	2,5	-	-	Naranjo <i>et al.</i> , 2000
Callaqui	Andesítico-Basáltico de medio - alto K	~2.000	3.087	~3	-	-	Polanco <i>et al.</i> , 2000; Naranjo <i>et al.</i> , 2000

Se definen 3 zonas de peligro para los volcanes Callaqui (Figura 5.4.) y Tolhuaca (Figura 5.5.):

- **Zona 1:** Área de mayor probabilidad a ser afectada por impacto de PBV de diámetros típicos (tamaños mayores a 10 cm), determinada principalmente por erupciones estrombolianas-freatomagmáticas de IEV 2-3. Considerando las distancias descritas en la Tabla 5.2. para zonas más próximas al cráter principal y de alto peligro (Concepción, Colima, Hood, Villarrica, Callaqui,), se establece un radio de 4 km para la zona de alto peligro en torno al cráter principal (y secundarios a lo largo de la fisura para el vn. Callaqui). Tener en cuenta que para volcanes más pequeños las distancias máximas alcanzadas se ven disminuidas (por ejemplo, vn. Concepción v/s Colima).

- **Zona 2:** Área con probabilidad a ser afectada por impacto de PBV de diámetros típicos, bajo una actividad vulcaniana a subpliniana (IEV 4). Se establecen un radio de medio peligro de 6 km en torno al cráter principal (y secundarios a lo largo de la fisura para el vn. Callaqui).
- **Zona 3:** Área con probabilidad de ser afectada por impacto de PBV de diámetros típicos, bajo una actividad más violenta de tipo pliniana (IEV 5). Se establecen un radio de 8 km de bajo peligro en torno al cráter principal (y secundarios a lo largo de la fisura para el vn. Callaqui).

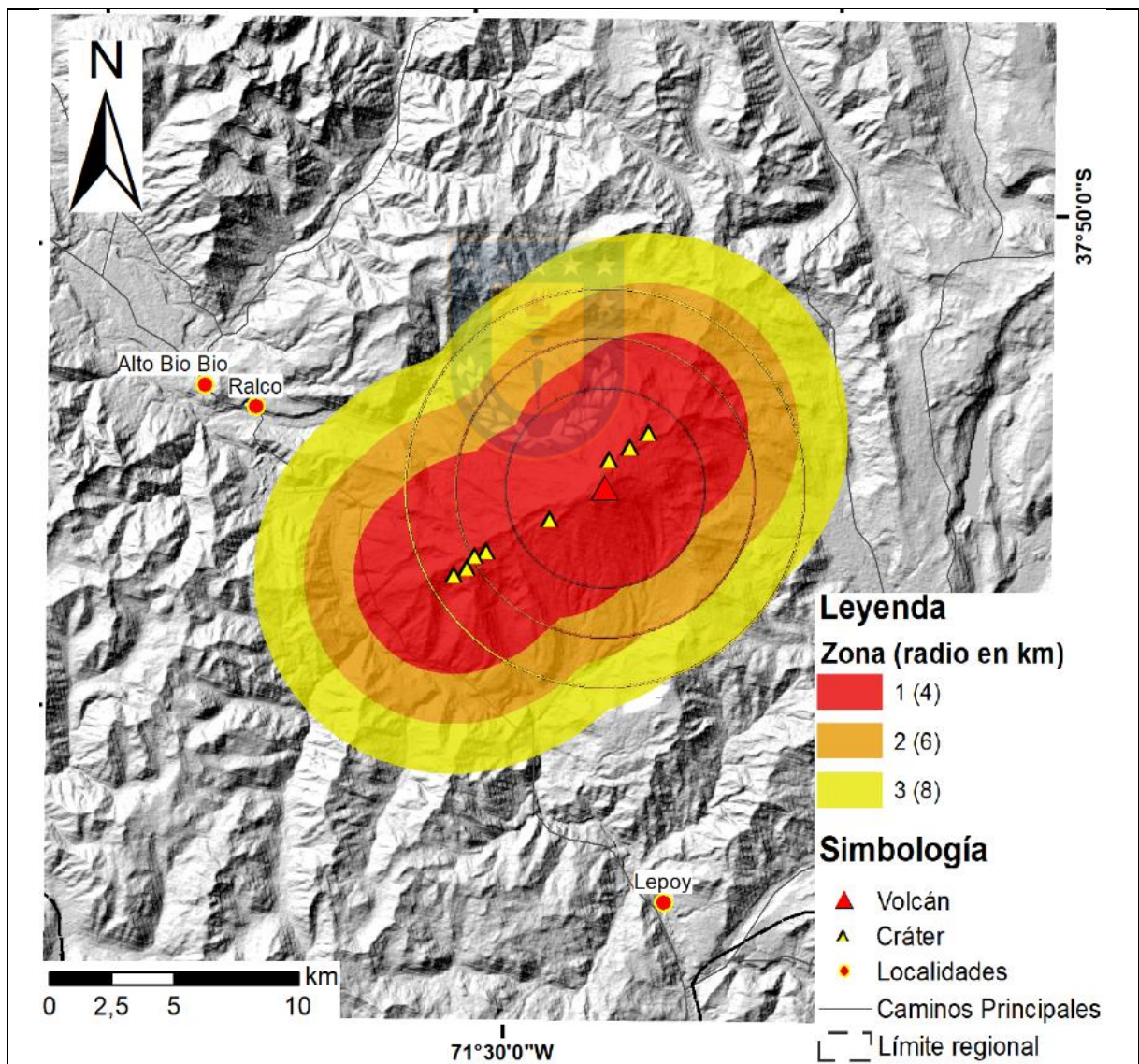


Figura 5.4. Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Callaqui.

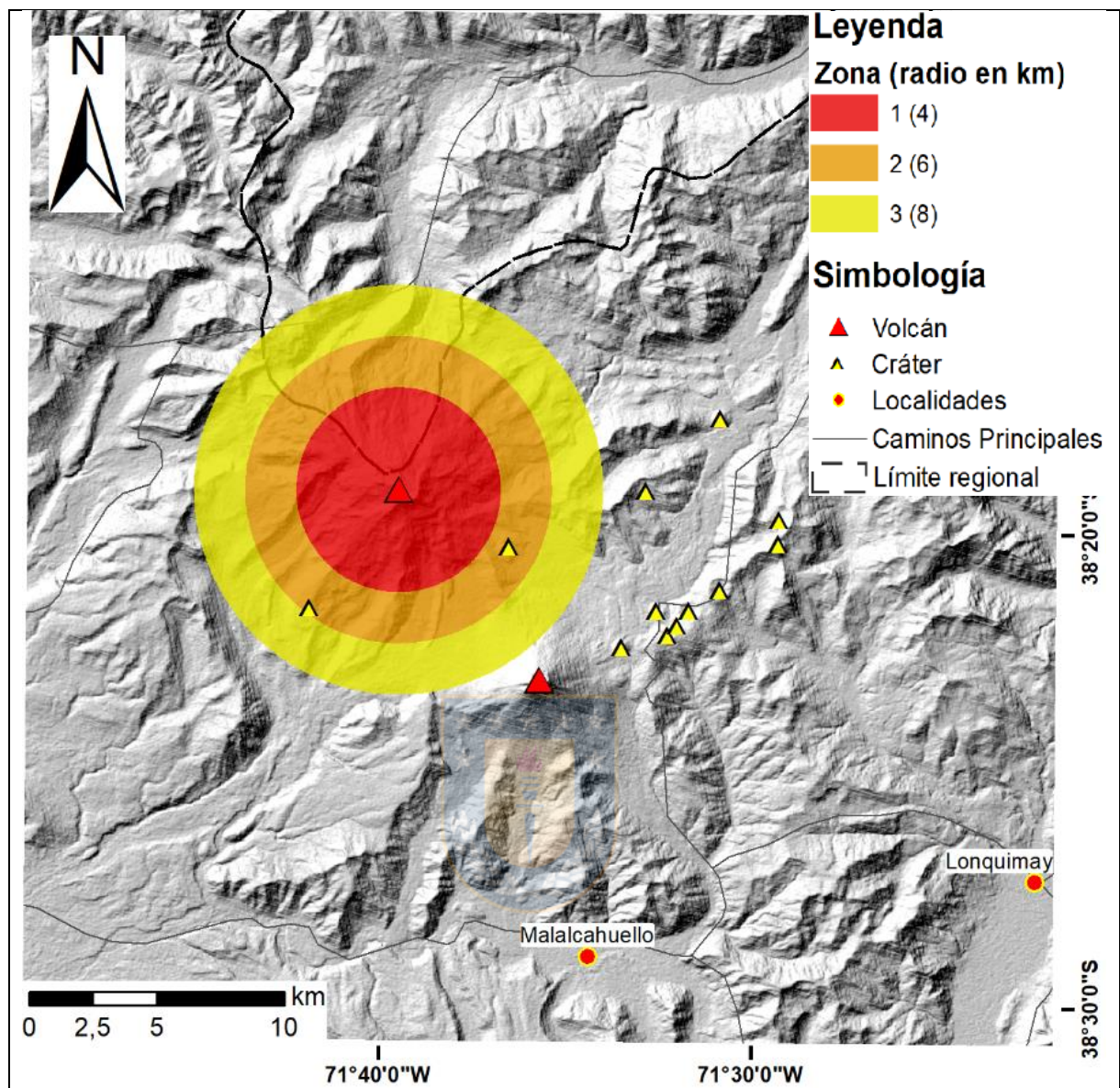


Figura 5.5. Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Tolhuaca.

5.3.2. Volcanes: Lonquimay, Llaima y Villarrica

La actividad Reciente de vn. Lonquimay abarca una actividad más explosiva hace Ka en comparación a la histórica, con erupciones subplinianas a pliniana descritas principalmente por Bustamante (2013), depósitos dentro de los cuales se encuentra bombas pumíceas de tamaños decimétricos a 7 km de distancia del cono principal (IEV 4; 3.450-4.140 años AP). Sin embargo, la actividad histórica está dominada por erupciones estrombolianas pequeñas a más explosivas (IEV 3; 1853), destacando la última erupción de Cono Navidad (1988-1990), donde se generan

bombas de tamaños métricos, abundantes cerca del conducto (~2 km) con morfologías fusiformes, subesféricas achatadas, trenzadas e irregulares y aplanadas (Moreno & Gardeweg, 1989; Pedreros, 2014).

En cuanto al volcán Llaima, depósitos subplinianos holocenos son descritos en el valle del río Triful-triful, con escorias andesíticas de hasta 24 cm de diámetro a 6 km de distancias del cráter (E del volcán). A los 8,8 Ka AP, una erupción pliniana genera depósitos de tefra de 4 km³ de composición dacítica (65% SiO₂), en la cual se encuentran pómez tamaños bombas de hasta 26 cm de diámetro a 6 km del cráter (Naranjo & Moreno, 1991). La actividad histórica se ha mantenido efusiva a explosiva de baja intensidad, predominantemente estrombolianas con fases subplinianas (Naranjo & Moreno, 2005). Para la erupción de 1994, Moreno & Fuentealba (1994) describen depósitos de caída con pequeñas bombas de 8 cm de diámetro en el sector de Laguna Verde (3 km al S del cráter). La última actividad estromboliana/freatomagmática de 2007-2009 (IEV 2-3; Global Volcanism Program, 2013), se observan emisión de bombas, bloques y *spatters*, estos últimos cercanos al cráter (<2 km; Romero *et al.*, 2013).

El volcán Villarrica cuenta con un vasto registro de actividad reciente e histórica (Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Flores, 2014). Erupciones Recientes (3,5-3,1 Ka AP) han sido más vigorosas y estimadas con un IEV 4 (Moreno & Toloza, 2015; Costantini *et al.*, 2011) de características vulcanianas a plinianas. En cuanto al registro histórico, se describen erupciones estrombolianas a menor vulcanianas con IEV de 1-3 desde el año 1558, en donde en los últimos años el macizo ha presentado una actividad recurrente tipo estromboliana. Existen registros sobre emisión de PBV en los últimos eventos, los cuales principalmente engloban una distancia de caída máxima de 4 km (Moreno, 1993); en el último ciclo de 2015, balísticos habrían alcanzado distancias de 1,6 km desde la fuente (Bertin *et al.*, 2015).

Teniendo en cuenta lo anterior en conjunto a las zonas delimitadas en los mapas de peligro para los volcanes de Alto Biobío (vn. Lonquimay; Naranjo *et al.*, 2000) y los volcanes Llaima y Villarrica (Moreno & Naranjo, 2003; Moreno, 2000), se selecciona macizos con registros de PBV de la Tabla 5.1., que presenten características similares en composición, altura y IEV para los

volcanes Lonquimay, Llaima y Villarrica (Tabla 5.3.); definiendo de esta forma, 4 zonas de peligro asociadas a la proyección de balísticos:

Tabla 5.3. Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBV. Selección para volcanes Lonquimay, Llaima y Villarrica.

Volcán	Composición	Altitud sobre base (m)	Altitud m s.n.m.	Distancia máxima según probabilidad (km)			Referencia
				Alta	Media	Baja	
Concepción	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.550	1.610	2,8	3,7	5,9	Alatorre-Ibargüengoitia, 2003
Colima	Basáltica-Andesítica basáltica	~2.000	3.763	5,5	8,4	12,1	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2006
Chichón	Traquiandesítica-Basáltica traquiandesítica	~600	1.150	4,8	6,1	8,4	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2016
Boquerón (San Salvador)	Andesítica-Andesítica basáltica	~1.200	1.893	1,1	2,8	5,4	Ferrés <i>et al.</i> , 2013
Ruapehu	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.700	2.797	2	-	-	Erupción IEV 1 2007. Kilgour <i>et al.</i> , 2010.
Ngauruhoe	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.300	2.291	2,8	-	-	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Mt. Hood	Andesítico-Dacítico	~2.300	3.429	5	-	-	(mapa de peligros) Scott <i>et al.</i> , 1997
Villarrica	Basáltica-Andesítica	~2.200	2.875	4 (cráter principal)-2 (adventicios)	-	-	Moreno, 1993; 2000
Llaima	Basáltica-Basáltica andesítica	~2.100	3.179	4			Moreno & Naranjo, 2003
Lonquimay	Basáltica-Andesítica basáltica	~1.600	2.832	2,5	-	-	Naranjo <i>et al.</i> , 2000

- **Zona 1:** Área con mayor probabilidad a ser afectada por impacto de PBV (10 cm hasta métricos en los primeros 2 km), determinada por escenarios estrombolianos violentos de IEV 2 (Llaima y Villarrica) a mayores (~2-3; Lonquimay). Considerando las distancias descritas para la actividad histórica del vn. Villarrica, además de las distancias en la Tabla 5.1. y 5.3. (Llaima, Villarrica, Asama), para zonas más próximas al cráter principal se determina un radio de 4 km (Figuras 5.6.; 5.7. y 5.8.) correspondiente a un alto peligro para caída de PBV.
- **Zona 2:** Área probablemente afectada por impacto de PBV (decimétricos), determinada principalmente por erupciones estrombolianas vigorosas a vulcanianas de IEV ~3, para los volcanes Llaima y Villarrica, y vulcaniana a subplinianas para vn. Lonquimay (IEV 4).

Considerando las distancias en la Tabla 5.3 (Colima y Boquerón), se demarca un radio de 6 km desde el cráter principal como peligro medio para caída de PBV.

- **Zona 3:** Área con probabilidad de ser afectada por el impacto de PBV, que está determinada por erupciones de estilo subpliniano a pliniano para los volcanes Llaima y Villarica (IEV ~4), y plinianas para el vn. Lonquimay. Estos afectarían a los edificios volcánicos en un radio de 8 km con respecto a los cráteres principales.
- **Zona 4:** Área próxima a cráteres secundarios, adventicios o asociados a fisuras, que puede ser afectada por el impacto de PBV. Determinada principalmente por erupciones con explosiones estrombolianas. Estos afectarían a los cráteres secundarios en un radio de 2 km.

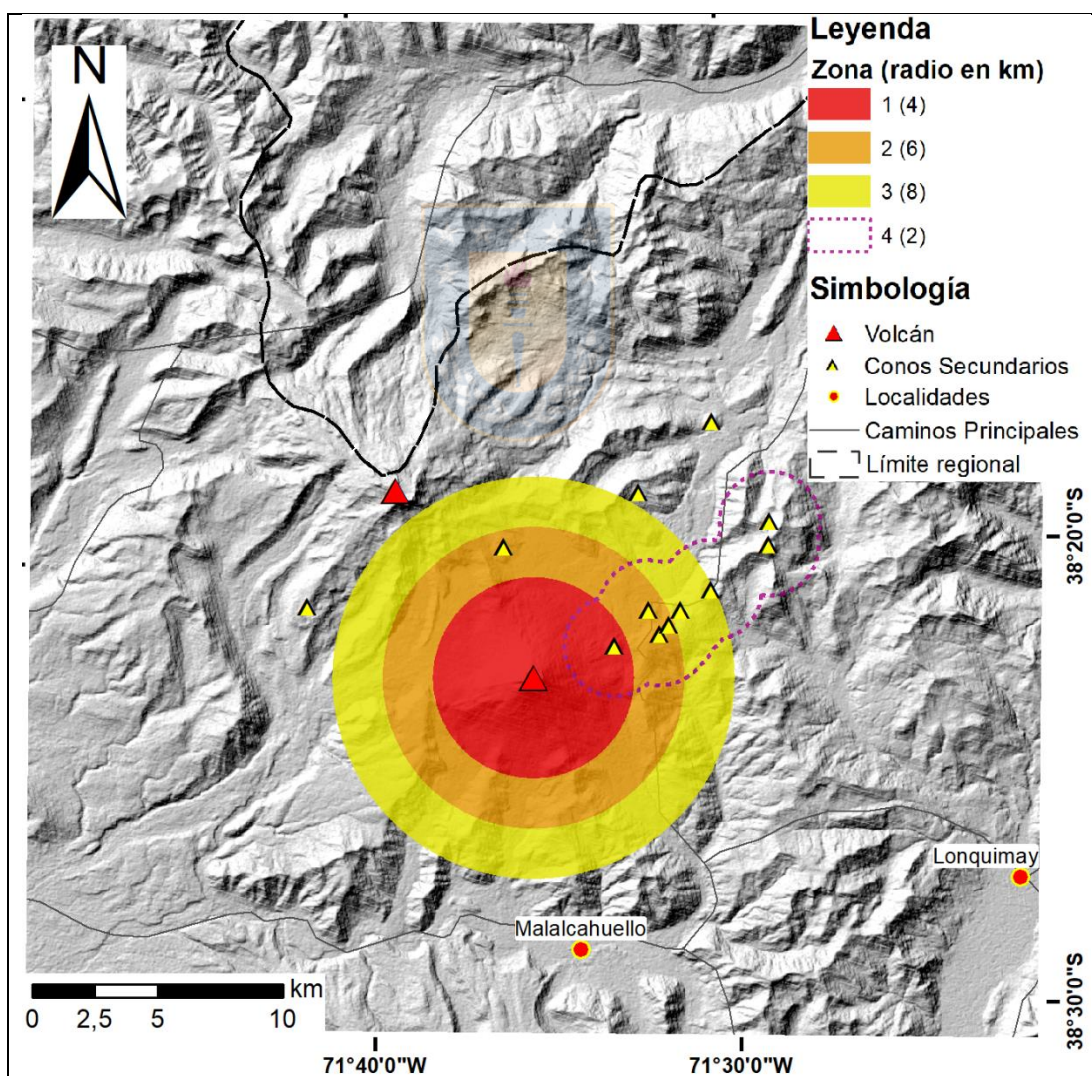


Figura 5.6. Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Lonquimay.

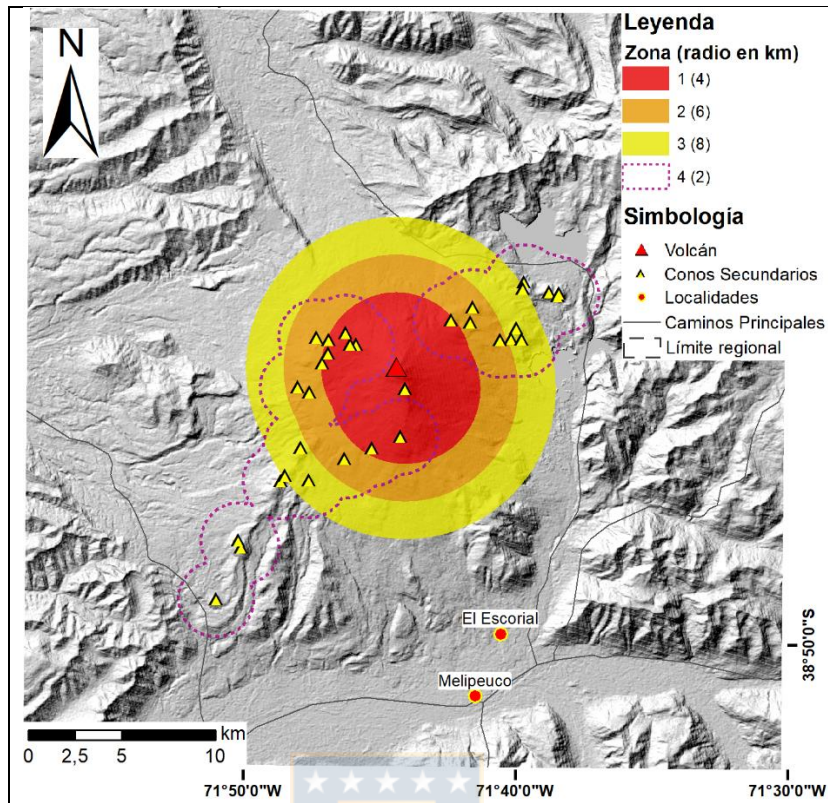


Figura 5.7. Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Llaima.

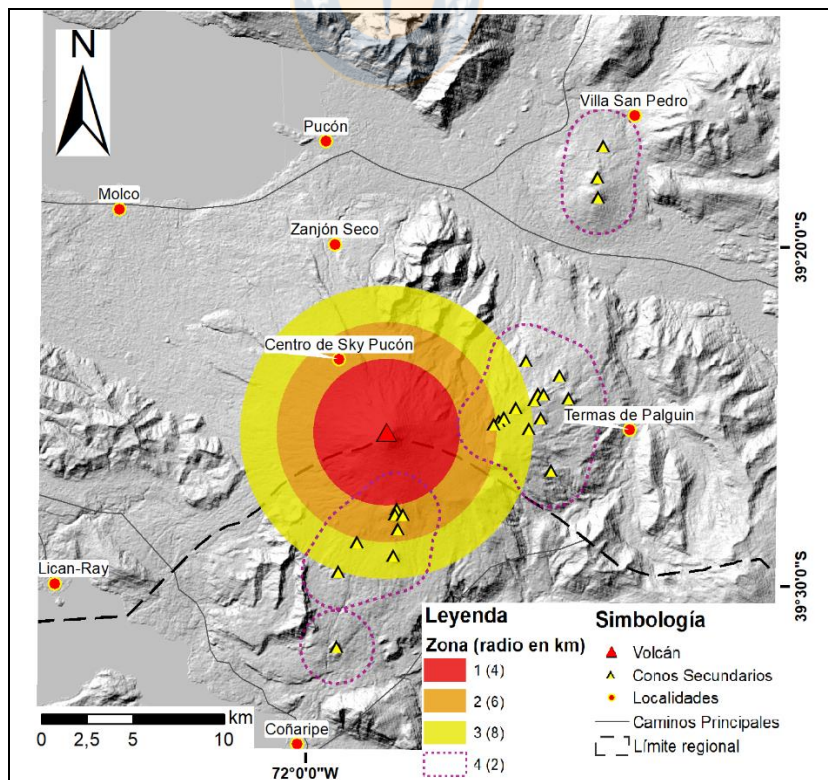


Figura 5.8. Mapa de peligro para caída de PBV, vn. Villarrica.

5.3.3. Volcán Mocho-Choshuenco

Los reportes indican erupciones explosivas en 1759 y 1777 y de tipo estromboliano en 1822 y 1863, según se deduce de las descripciones aportadas por Göll (1904 en Moreno & Lara, 2007). La última de ellas habría sido precursora de la erupción explosiva de 1864, el principal y último evento eruptivo histórico registrado, aparentemente de tipo subpliniano (Moreno & Lara, 2007). Existen registros de piroclastos tamaños bombas (>64 mm) para algunas de las unidades recientes, en donde Rawson *et al.* (2015) detalla para erupciones plinianas bombas de 19 cm preservadas a 12 km de la cima (erupción Neltume, riolítica); depósitos de la erupción Pirehueico (riolítica-dacítica) con bombas de hasta 25 cm a 16 km; y para la erupción subpliniana Enco (andesítica, 1695-1465 años AP) una bomba de 13 cm a 11 km de la cima.

Algunas erupciones menores posteriores también presentan clastos tamaños bombas en las localidades tipo. La erupción Riñihue (MC25, erupción ¿1864?) se tiene bombas vesiculares e iridiscentes escoriáceas >20 cm a 2,4-2,5 km de la cima del vn. Mocho; para la erupción MC20 (1228-842 años AP), registro de bombas mayores a 20 cm a ~6,2 km de la cima, de composición escoriácea y negras en núcleo (partes distales de apariencia pumicítica-dacítica); y para la erupción MC17, bombas mayores a 6 cm escoriáceas vesiculares a ~6,2 km.

La última actividad eruptiva en volcanes vecinos, como Calbuco (2015) y Puyehue-Cordón Caulle (2011) también presenta emisiones de balísticos. Marzano *et al.*, (2018) precisa que para la erupción del vn. Calbuco de 2015, PBV habrían alcanzado hasta 5 km desde la fuente durante la actividad subpliniana. En cuanto a la erupción del Cordón Caulle de 2011 (IEV 4; Silva Parejas *et al.*, 2012 en Castro *et al.*, 2013) presenta fases efusivas y explosivas, con bombas emitidas hasta 2,5 km de la fisura (explosiones vigorosas), con tamaños de 20-40 cm diámetro (Castro *et al.*, 2013).

Con los registros anteriores, en conjunto a la recopilación bibliográfica de distancias alcanzadas por balísticos volcánicos en otros volcanes del mundo (Tabla 5.1.), se determinan zonas de peligro para caída de PBV en el vn. Mocho-Choshuenco, seleccionando aquellos que presenten características similares a éste, tanto en composición, altura y IEV (Tabla 5.4.).

Tabla 5.4. Comparación entre distintos volcanes en el mundo y sus distancias para PBV. Selección para volcán Mocho-Choshuenco.

Volcán	Composición	Altitud sobre base (m)	Altitud m s.n.m.	Distancia máxima según probabilidad (km)			Referencia
				Alta	Media	Baja	
Asama (Japón)	Andesítica-Dacítica	~1.100	2.568	3,5	-	-	Waitt <i>et al.</i> , 1995
Popocatepetl (México)	Andesítica-Dacítica	~2.900	5.452	5,1	8,3	13,1	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2012
Concepción (Nicaragua)	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.550	1.610	2,8	-3,7	-5,9	Alatorre-Ibargüengoitia, 2003
Shinmoedake (Japón)	Andesítica-Dacítica	~400	1.421	3,4	-	-	Maeno <i>et al.</i> , 2013
Colima (México)	Basáltica-Andesítica basáltica	~2.000	3.763	5,5	8,4	12,1	Alatorre-Ibargüengoitia <i>et al.</i> , 2006
Mt. Rainier (EEUU)	Andesítico-Dacítico	~2.800	4.392	5 (mapa de peligros)	-	-	Hoblitt <i>et al.</i> , 1998
Mt. Hood (EEUU)	Andesítico-Dacítico	~2.300	3.429	5 (mapa de peligros)	-	-	Scott <i>et al.</i> , 1997
Calbuco	Andesítica-Basáltica andesítica	~1.700	2.003	5	-	-	Marzano <i>et al.</i> , 2018
Puyehue-Cordón Caulle	Basáltica-Riolítica	~1.800	2.200	1,8 a 2,5 (2011)	-	-	Castro <i>et al.</i> , 2013; Pistolesi <i>et al.</i> , 2015
Mocho-Choshuenco	Andesítica-Dacítica	~1.800	2.422	2,5 a 16	-	-	Rawson <i>et al.</i> , 2015
Villarrica	Basáltica-Andesítica	~2.200	2.875	4 (Cráter principal)-2 (Adventicios)	-	-	Moreno, 1993; Moreno, 2000

Las zonas de peligro determinadas (Figura 5.9.) son:

- **Zona 1:** Área con mayor probabilidad a ser afectada por impacto de PBV (tamaños métricos a decimétricos), determinada por escenarios estromboliano violentos a menor subpliniana (¿1864 subpliniana?; Moreno & Lara, 2007) de IEV 2. Considerando las distancias descritas para la actividad histórica del CVMC (>1 m a 4,5 km de la cima; Rawson *et al.*, 2015), además de las descritas para el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle y Calbuco (2,5-5 km) y mapas de peligros para Mt. Rainier y Hood, para zonas próximas al cráter principal se determina un radio de 5 km correspondiente a un alto peligro para caída de PBV.
- **Zona 2:** Área probablemente afectada por impacto de PBV (tamaños bomba), determinada principalmente por erupciones vulcanianas vigorosas a subplinianas de IEV ~3-4. Considerando las distancias descritas para la actividad de la erupción Riñihue (MC25,

Rawson *et al.*, 2015), con depósitos de caída y tamaños bomba a ~6,2 km de la cima, Calbuco (2015-IEV 4) y distancias medias para Popocatépetl y Colima, se demarca un radio de 8 km desde el cráter del vn. Mocho como zona de peligro medio para caída de PBV.

- **Zona 3:** Área con probabilidad a ser afectada por impacto de PBV (tamaños bomba), determinada principalmente por erupciones plinianas de IEV 4-5 o mayor. Considerando la actividad hace miles de años del CVMC, erupciones como Neltume, Pirehueico y Enco, en cuyos depósitos se reconocen bombas pumíceas de 25-19 cm a 16-12 km de la cima (Rawson *et al.*, 2015); las zonas del mapa de peligros volcánicos elaborado por SERNAGEOMIN para el CVMC (14 km para bombas de 6 cm; Moreno & Naranjo, 2006); en conjunto a distancias mayores descritas para volcanes en México (Colima y Popocatépetl), se establece un radio de 13 km desde el cráter del vn. Mocho, con bajo peligro para caída de PBV.
- **Zona 4:** Se determina de bajo peligro a zonas anexas de baja recurrencia eruptiva comprendidas en conos adventicios alrededor del CVMC. Según el mapa de peligros volcánicos elaborado por SERNAGEOMIN (~2 km; Moreno & Naranjo, 2006), se determina un radio de 2 km.

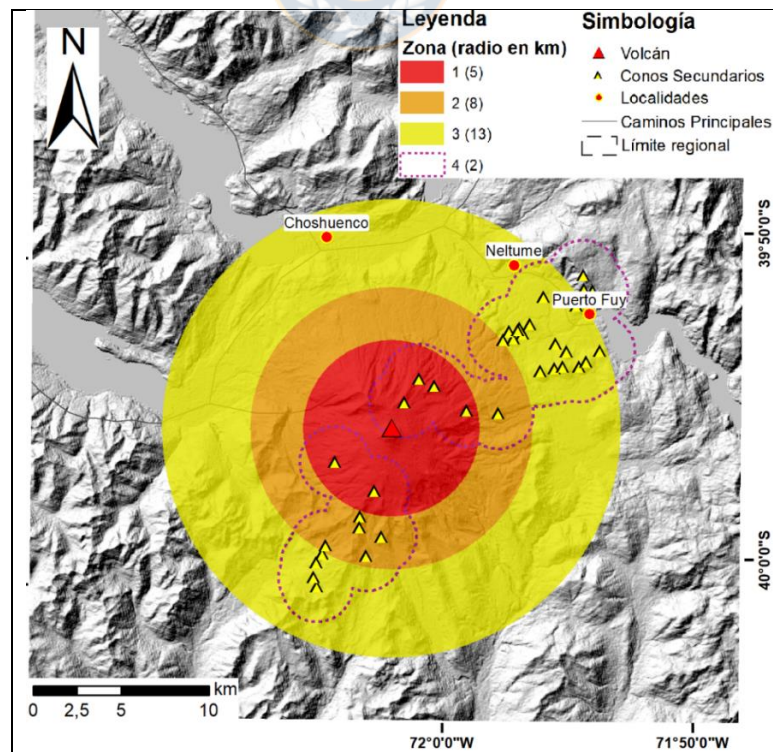


Figura 5.9. Mapa de peligro para caída de PBV, CVMC.

6. INTEGRACIÓN DE PELIGROS VOLCÁNICOS

6.1. Introducción

Las zonas probabilísticas y de peligro presentadas en los Capítulos 4 y 5 muestran en detalle las áreas abarcadas por cada peligro (caída de tefra y PBV), pero estos en general no se presentan de forma independiente, ni son los únicos fenómenos volcánicos involucrados durante y posterior a un ciclo eruptivo. Estos conjugan en áreas, las que resultan ser más propensas a ser afectadas por un conjunto de peligros ante una erupción. Para esto último, se desarrolla una metodología semicuantitativa e innovadora que compara e integra diversos peligros volcánicos (por caída de tefra, PBV, CDP, lavas y lahares) en los diferentes volcanes en estudio.

6.2. Metodología de integración

Para integrar el análisis de los peligros volcánicos presentado en las secciones anteriores junto a análisis similares de otros peligros anexos en este estudio, se utilizó una metodología basada en los informes “Estudio de Riesgo de Volcán Mocho-Choshuencho” (EULA-CHILE, 2017) y “Estudio de Identificación de Riesgos en la Comuna de Curacautín” (EULA-CHILE, 2018), la cual más tarde es modificada y aplicada por Jorquera (2018), la que consiste en la asignación de puntajes a diferentes categorías predefinidas para cada zona de peligro determinada con anterioridad (Tabla 6.1). Las categorías generales en las cuáles se basa esta metodología son:

- i. La recurrencia de los peligros en las zonas determinadas.
- ii. El alcance de los peligros expresados en términos de su velocidad y de la dificultad que puede tener una persona para evadir el peligro.
- iii. El potencial de impacto que tiene cada peligro cuando éste alcanza poblados e infraestructura.

Los ítems fueron escogidos por su significancia en la preparación de un plan de emergencia y plan de manejo del riesgo por emergencia volcánica. Para el caso de los ítems de recurrencia, estos dependen del tipo de peligro y de la zona analizada; el alcance también puede tener esta

dependencia, aunque en muchos casos el total de alcance será igual para cada zona en un peligro determinado. El impacto, sin embargo, es el mismo para todas las zonas y depende solamente del tipo de peligro (EULA-CHILE, 2018).

Los valores totales de los ítems se obtienen de manera distinta para cada uno de éstos. En el caso de la “Reurrencia conocida”, los valores son sumados para obtener su valor total; mientras que para el “Alcance zonal” y el “Potencial de impacto directo”, los valores son promediados. Los tres valores totales obtenidos son multiplicados entre sí para obtener la puntuación o peligro total.

Tabla 6.1. Evaluación e integración de zonas de peligro volcánico. Cada zona definida en cada peligro volcánico es evaluada según los factores considerados en esta tabla (EULA-CHILE, 2018).

Ítem	Valores Posibles
Reurrencia conocida	
En últimos 500 años	0= No 1= Poco probable 2= Incierto 3= Probable 4= Cierto
En últimos 2.500 años	
En el Holoceno	
Nivel de ocurrencia (últimos 500 años)	
	0= No se ha reconocido 1= Se ha reconocido 2= Es frecuente
Total Recurrencia (suma de los ítems)	0-14
Alcance zonal	
Velocidad (tiempo de llegada a zona distal)	1= días 2= hrs-días 3= min-hrs 4= seg-min
Dificultad de protección	0= Fácil escapar 1= Con condiciones 2= Muy difícil
Total Alcance (promedio entre ambos ítems)	0-3
Potencial de impacto directo	
Daño a la salud	1= Leve
Interrumpe vía de evacuación	2= Severo
Daño a infraestructura o servicios	3= Absoluto
Total Impacto (promedio entre los tres ítems)	1-3
TOTAL PELIGRO (Reurrencia conocida*Alcance zonal*Potencial de impacto directo)	0-126

La “recurrencia” incluye la incertidumbre del fenómeno volcánico junto con la frecuencia eruptiva de cada volcán, dependiendo de los registros recientes-históricos que se tengan. Para darle un mayor peso en el análisis a este aspecto, el resultado total se representa mediante la suma de los ítems, de forma que volcanes más activos y con erupciones recurrentes (Villarrica, Llaima) resalten en el análisis. Los aspectos de “alcance” y “potencial de impacto directo” se consideran para

obtener resultados que permitan desarrollar un plan de emergencia, enfatizando en cómo afectan a las personas, grado de protección frente a los fenómenos volcánicos y tiempos de llegada de los peligros a las zonas y vías de escape.

En el caso del “nivel de ocurrencia (últimos 500 años)” para los escenarios propuestos para caída de tefra (IEV 2-IEV 3-4), se seleccionan 3 isolíneas de probabilidad (5%-30%-70%) de los modelos probabilísticos (Capítulo 4), las que definen las zonas entre las cuales se distribuyen los valores de ocurrencia de manera lineal según la ecuación: $y = mx + n \rightarrow y = \frac{1}{(b-a)}x + \frac{(b-2a)}{(b-a)}$; con “a” y “b” como los valores de probabilidad mínima y máxima (0,05-0,7); “x” representa la probabilidad a evaluar; e “y”, el resultado de “nivel de ocurrencia” con valores comprendidos entre [1-2].

La puntuación total para cada zona de peligro se utilizó para la confección de matrices de peligro mediante un *script* en *Python*, que permitió la comparación gráfica de cada una de las zonas en cada volcán. En las gráficas (Figuras 6.1.-6.6.), las abscisas (eje “x”) comprenden la “recurrencia”, mientras que en las ordenadas (eje “y”) se ubica el “impacto total”, el cual surge mediante la multiplicación de los aspectos de “alcance” y “potencial de impacto directo”.

6.3. Integración de peligros por CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs

A continuación, se presenta las tablas de integración de peligros (Tablas 6.2.-6.7.) en conjunto a las matrices de peligro (Figuras 6.1.-6.6.), desarrolladas para cada volcán en estudio. Se integran los análisis de peligro por caída de tefra y proyectiles balísticos volcánicos (PBV) desarrollados en el presente trabajo, en conjunto a los análisis de peligro desarrollados para CDPs-lavas por Jorquera (2018), y lahares por Álvarez (en prep.).

En general, se puede observar un predominio de máximo peligro (esquina derecha superior en matrices) asociados a CDPs, seguido por proyectiles balísticos volcánicos, y en menor medida lahares y lavas. Esto se explica por el alto impacto que presentan fenómenos como CDPs y PBVs en comparación a lavas y lahares. La caída de tefra suele ser recurrente en estos macizos, pero presentan un bajo impacto, lo que se puede apreciar en la esquina inferior derecha de las matrices.

6.3.1. Volcán Callaqui

Tabla 6.2. Integración de peligros volcánicos para el volcán Callaqui.

	Zona	Recurrencia conocida					Alcance zonal			Potencial de impacto directo				Total Peligro:
		En últimos 500 años	En últimos 2.500 años	Holoceno	Ocurrencia (<500 años)	Total Frecuencia	Velocidad (tiempo de llegada a parte distal)	Dificultad de protección	Total Alcance	Provoca daño a la salud	Interrumpe vía de evacuación	Daño a infraestructura o servicios	Total Impacto	
CDP	Zona 1	0	2	4	0	6	4	2	3	3	3	3	3	54
	Zona 2	0	1	3	0	4	3	2	2,5	3	3	3	3	30
	Zona 3	0	0	2	0	2	3	2	2,5	3	3	3	3	15
Lavas (Lv)	Zona 1	0	2	4	0	6	2	0	1	3	3	3	3	18
	Zona 2	0	3	4	0	7	3	0	1,5	3	3	3	3	31,5
	Zona 3	0	2	4	0	6	3	0	1,5	3	3	3	3	27
Lahares (Lh)	Zona 1	3	3	3	0	9	3	1	2	3	3	2	2,67	48
	Zona 2	2	3	3	0	8	3	1	2	3	3	2	2,67	42,7
	Zona 3	1	2	3	0	6	3	1	2	3	3	2	2,67	32
	Zona 4	3	3	3	0	9	3	1	2	3	3	2	2,67	48
Caída tefra IEV ~2 (TfV)	Zona 1	3	4	4	2	13	3	2	2,5	1	1	2	1,33	43,3
	Zona 2	2	4	4	1,4	11,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	38
	Zona 3	2	4	4	1	11	3	2	2,5	1	1	2	1,33	36,7
Caída tefra IEV 3-4 (TfS)	Zona 1	2	4	4	2	12	3	2	2,5	1	1	2	1,33	40
	Zona 2	1	3	3	1,4	8,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	28
	Zona 3	0	2	2	1	5	3	2	2,5	1	1	2	1,33	16,7
PBV (B)	Zona 1	0	3	3	0	6	4	2	3	3	2	2	2,33	42
	Zona 2	0	3	3	0	6	4	1	2,5	3	2	2	2,33	35
	Zona 3	0	2	2	0	4	4	1	2,5	3	2	2	2,33	23,3

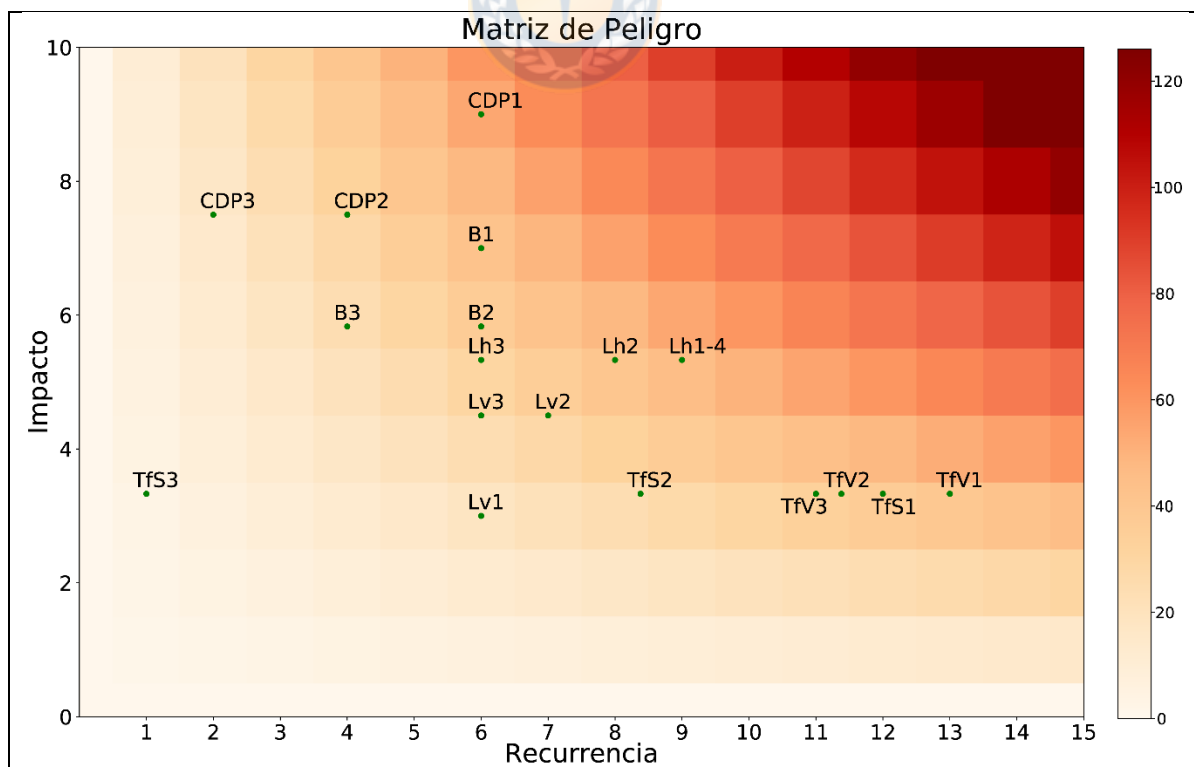


Figura 6.1. Matriz de peligro para el volcán Callaqui. A la izquierda, la barra de colores muestra el “Total de Peligro” según el producto entre “Impacto” y “Recurrencia”.

6.3.2. Volcán Tolhuaca

Tabla 6.3. Integración de peligros volcánicos para el volcán Tolhuaca.

	Zona	Recurrencia conocida					Alcance zonal			Potencial de impacto directo				Total Peligro:
		En últimos 500 años	En últimos 2.500 años	Holoceno	Ocurrencia (<500 años)	Total Frecuencia	Velocidad (tiempo de llegada a parte distal)	Dificultad de protección	Total Alcance	Provoca daño a la salud	Interrumpe vía de evacuación	Daño a infraestructura o servicios	Total Impacto	
CDP	Zona 1	0	0	4	0	4	4	2	3	3	3	3	3	36
	Zona 2	0	0	4	0	4	3	2	2,5	3	3	3	3	30
	Zona 3	0	0	3	0	3	3	2	2,5	3	3	3	3	22,5
	Zona 4	0	0	2	0	2	3	2	2,5	3	3	3	3	15
Lavas (Lv)	Zona 1	0	2	4	0	6	2	0	1	3	3	3	3	18
	Zona 2	0	1	4	0	5	1	0	0,5	3	3	3	3	7,5
	Zona 3	0	1	4	0	5	1	0	0,5	3	3	3	3	7,5
	Zona 4	0	2	4	0	6	2	0	1	3	3	3	3	18
	Zona 5	0	1	4	0	5	1	0	0,5	3	3	3	3	7,5
	Zona 6	0	1	4	0	5	2	0	1	3	3	3	3	15
Lahares (Lh)	Zona 1	0	3	3	0	6	3	1	2	3	3	2	2,67	32
	Zona 2	0	2	3	0	5	3	1	2	3	3	2	2,67	26,7
	Zona 3	0	1	3	0	4	3	1	2	3	3	2	2,67	21,3
Caída tefra IEV ~2 (TfV)	Zona 1	0	0	4	2	6	3	2	2,5	1	1	2	1,33	20
	Zona 2	0	0	4	1,38	5,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	17,9
	Zona 3	0	0	4	1	5	3	2	2,5	1	1	2	1,33	16,7
Caída tefra IEV 3-4 (TfS)	Zona 1	0	0	4	2	6	3	2	2,5	1	1	2	1,33	20
	Zona 2	0	0	2	1,38	3,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	11,3
	Zona 3	0	0	1	1	2	3	2	2,5	1	1	2	1,33	6,7
PBV (B)	Zona 1	0	0	4	0	4	4	2	3	3	2	2	2,33	28
	Zona 2	0	0	4	0	4	4	1	2,5	3	2	2	2,33	23,3
	Zona 3	0	0	3	0	3	4	1	2,5	3	2	2	2,33	17,5

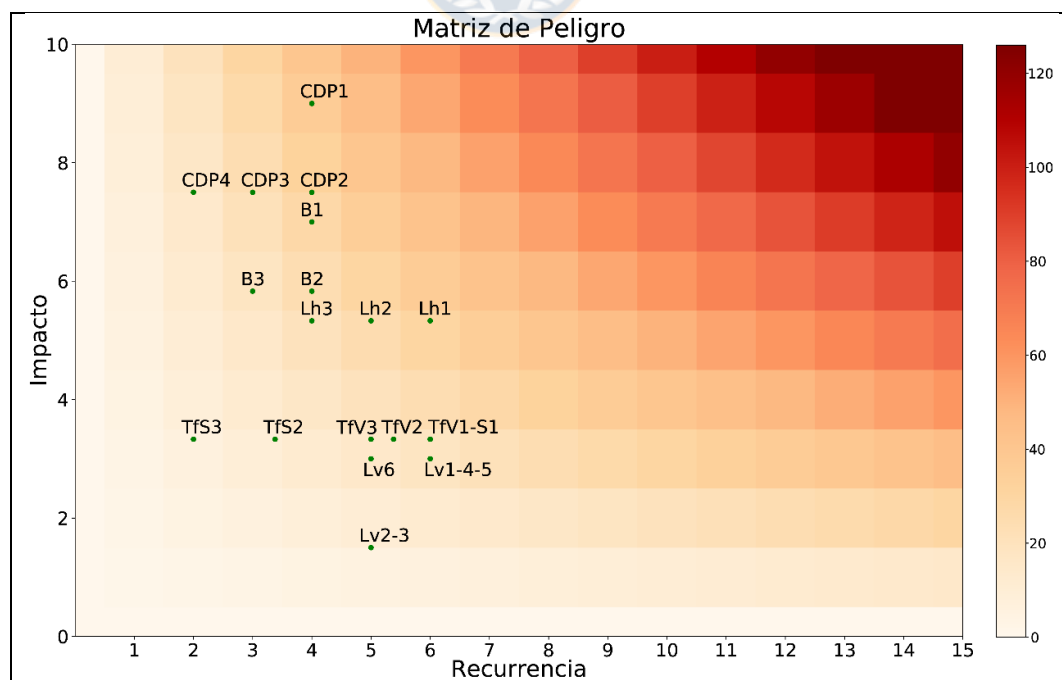


Figura 6.2. Matriz de peligro para el volcán Tolhuaca. A la izquierda, la barra de colores muestra el “Total de Peligro” según el producto entre “Impacto” y “Recurrencia”.

6.3.3. Volcán Lonquimay

Tabla 6.4. Integración de peligros volcánicos para el volcán Lonquimay.

	Zona	Recurrencia conocida					Alcance zonal			Potencial de impacto directo				Total Peligro:
		En últimos 500 años	En últimos 2.500 años	Holoceno	Ocurrencia (<500 años)	Total Frecuencia	Velocidad (tiempo de llegada a parte distal)	Dificultad de protección	Total Alcance	Provoca daño a la salud	Interrumpe vía de evacuación	Daño a infraestructura o servicios	Total Impacto	
CDP	Zona 1	4	4	4	1	13	4	2	3	3	3	3	3	117
	Zona 2	2	2	2	0	6	3	2	2,5	3	3	3	3	45
	Zona 3	0	2	2	0	4	3	2	2,5	3	3	3	3	30
Lavás (Lv)	Zona 1	4	4	4	1	13	3	0	1,5	3	3	3	3	58,5
	Zona 2	2	3	4	0	9	2	0	1	3	3	3	3	27
	Zona 3	0	2	4	0	6	2	0	1	3	3	3	3	18
	Zona 4	0	2	4	0	6	2	0	1	3	3	3	3	18
	Zona 5	4	4	4	1	13	2	0	1	3	3	3	3	39
	Zona 6	2	3	4	0	9	3	0	1,5	3	3	3	3	40,5
Lahares (Lh)	Zona 1	3	3	3	0	9	3	1	2	3	3	2	2,67	48
	Zona 2	1	2	3	0	6	3	1	2	3	3	2	2,67	32
	Zona 3	0	2	2	0	4	3	1	2	3	3	2	2,67	21,3
Caída tefra IEV~2 (TfV)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	4	4	4	1,38	13,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	44,6
	Zona 3	4	4	4	1	13	3	2	2,5	1	1	2	1,33	43,3
Caída tefra IEV 3-4 (TfS)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	1	2	4	1,38	8,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	27,9
	Zona 3	0	1	2	1	4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	13,3
Balísticos	Zona 1	4	4	4	2	14	4	2	3	3	2	2	2,33	98
	Zona 2	1	2	4	0	7	4	1	2,5	3	2	2	2,33	40,8
	Zona 3	0	2	3	0	5	4	1	2,5	3	2	2	2,33	29,2
	Zona 4	4	4	4	2	14	4	2	3	3	2	2	2,33	98

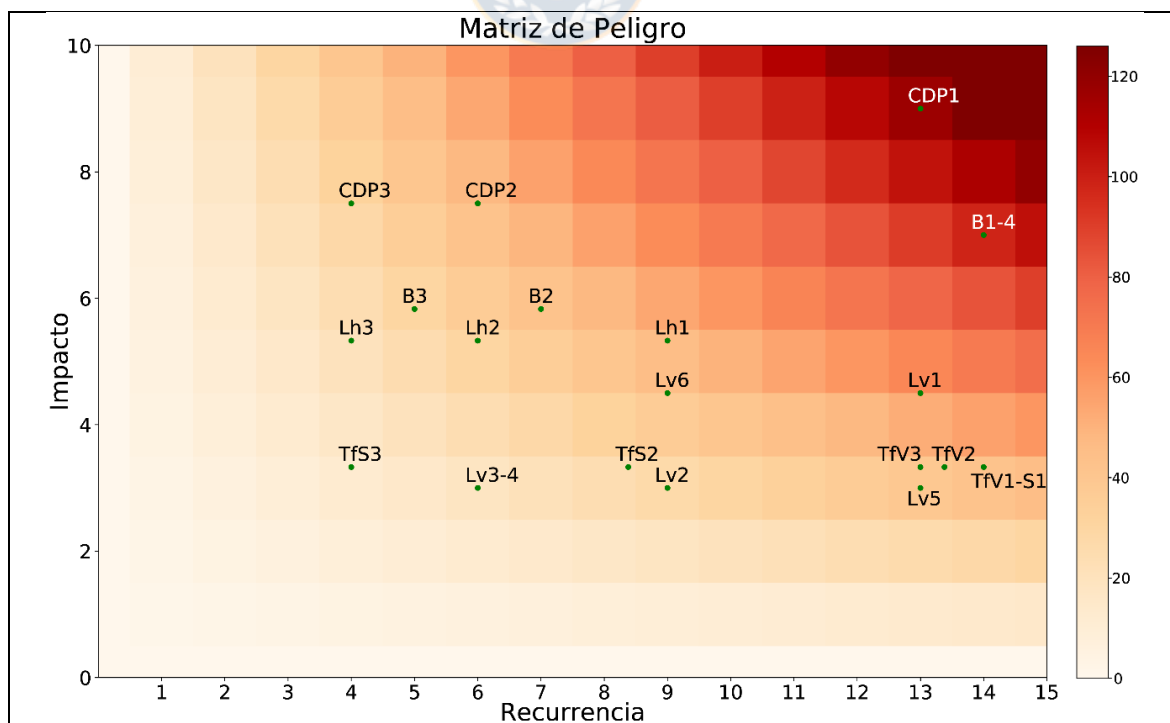


Figura 6.3. Matriz de peligro para el volcán Lonquimay. A la izquierda, la barra de colores muestra el “Total de Peligro” según el producto entre “Impacto” y “Recurrencia”.

6.3.4. Volcán Llaima

Tabla 6.5. Integración de peligros volcánicos para el volcán Llaima.

	Zona	Recurrencia conocida					Alcance zonal			Potencial de impacto directo				Total Peligro:
		En últimos 500 años	En últimos 2.500 años	Holoceno	Ocurrencia (<500 años)	Total Frecuencia	Velocidad (tiempo de llegada a parte)	Dificultad de protección	Total Alcance	Provoca daño a la salud	Interrumpe vía de evacuación	Daño a infraestructura o servicios	Total Impacto	
CDP	Zona 1	4	4	4	1	13	4	2	3	3	3	3	3	117
	Zona 2	4	4	4	1	13	3	2	2,5	3	3	3	3	97,5
	Zona 3	0	1	4	0	5	3	2	2,5	3	3	3	3	37,5
Lavas (Lv)	Zona 1	4	4	4	1	13	2	0	1	3	3	3	3	39
	Zona 2	4	4	4	1	13	2	0	1	3	3	3	3	39
	Zona 3	4	4	4	2	14	2	0	1	3	3	3	3	42
	Zona 4	4	4	4	2	14	2	0	1	3	3	3	3	42
	Zona 5	4	4	4	1	13	2	0	1	3	3	3	3	39
	Zona 6	2	4	4	1	11	2	0	1	3	3	3	3	33
Lahares (Lh)	Zona 1	4	4	4	2	14	4	1	2,5	3	3	2	2,67	93,3
	Zona 2	4	4	4	2	14	3	1	2	3	3	2	2,67	74,7
	Zona 3	3	3	4	1	11	3	1	2	3	3	2	2,67	58,7
Caída tefra IEV ~2 (TfV)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	4	4	4	1,38	13,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	44,6
	Zona 3	4	4	4	1	13	3	2	2,5	1	1	2	1,33	43,3
Caída tefra IEV 3-4 (TfS)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	3	3	4	1,38	11,4	3	2	2,5	1	1	2	1,33	37,9
	Zona 3	2	2	4	1	9	3	2	2,5	1	1	2	1,33	30
PBV (B)	Zona 1	4	4	4	2	14	4	2	3	3	2	2	2,33	98
	Zona 2	2	4	4	0	10	4	1	2,5	3	2	2	2,33	58,3
	Zona 3	1	4	4	0	9	4	1	2,5	3	2	2	2,33	52,5
	Zona 4	4	4	4	1	13	4	2	3	3	2	2	2,33	91

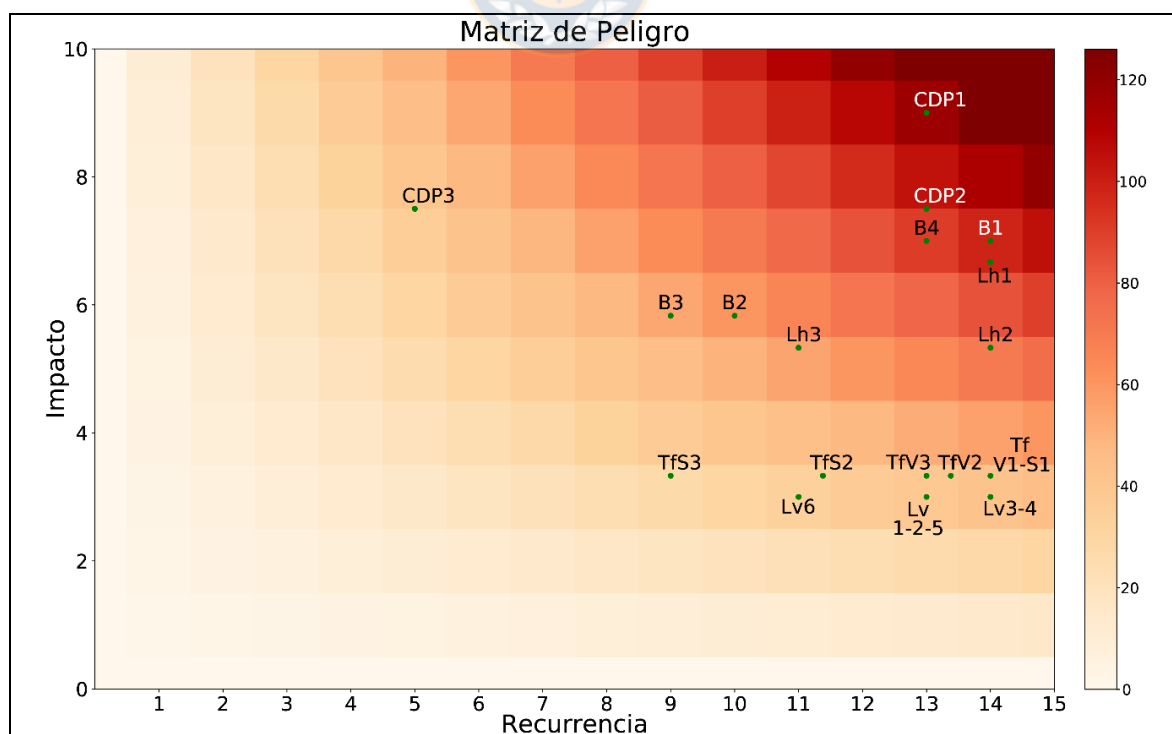


Figura 6.4. Matriz de peligro para el volcán Llaima. A la izquierda, la barra de colores muestra el “Total de Peligro” según el producto entre “Impacto” y “Recurrencia”.

6.3.5. Volcán Villarrica

Tabla 6.6. Integración de peligros volcánicos para el volcán Villarrica.

	Zona	Recurrencia conocida					Alcance zonal			Potencial de impacto directo				Total Peligro:
		En últimos 500 años	En últimos 2.500 años	Holoceno	Ocurrencia (<500 años)	Total Frecuencia	Velocidad (tiempo de llegada a parte distal)	Dificultad de protección	Total Alcance	Provoca daño a la salud	Interrumpe vía de evacuación	Daño a infraestructura o servicios	Total Impacto	
CDP	Zona 1	4	4	4	1	13	4	2	3	3	3	3	3	117
	Zona 2	2	4	4	0	10	3	2	2,5	3	3	3	3	75
	Zona 3	0	4	4	0	8	3	2	2,5	3	3	3	3	60
Lavas (Lv)	Zona 1	0	4	4	1	9	2	0	1	3	3	3	3	27
	Zona 2	4	4	4	2	14	3	0	1,5	3	3	3	3	63
	Zona 3	4	4	4	2	14	3	0	1,5	3	3	3	3	63
	Zona 4	4	4	4	1	13	3	0	1,5	3	3	3	3	58,5
	Zona 5	1	4	4	1	10	3	0	1,5	3	3	3	3	45
	Zona 6	1	3	4	1	9	3	0	1,5	3	3	3	3	40,5
	Zona 7	4	4	4	2	14	4	0	2	3	3	3	3	84
Lahares (Lh)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	1	2	3	3	2	2,67	74,7
	Zona 2	4	4	4	1	13	3	1	2	3	3	2	2,67	69,3
	Zona 3	3	4	4	1	12	3	1	2	3	3	2	2,67	64
Caída tefra IEV ~2 (TfV)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	4	4	4	1,38	13,38	3	2	2,5	1	1	2	1,33	44,6
	Zona 3	4	4	4	1	13	3	2	2,5	1	1	2	1,33	43,3
Caída tefra IEV 3-4 (TfS)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	2	3	4	1,38	10,38	3	2	2,5	1	1	2	1,33	34,6
	Zona 3	1	2	4	1	8	3	2	2,5	1	1	2	1,33	26,7
PBV (B)	Zona 1	4	4	4	1	13	4	2	3	3	2	2	2,33	91
	Zona 2	4	4	4	1	13	4	1	2,5	3	2	2	2,33	75,8
	Zona 3	0	2	3	0	5	4	1	2,5	3	2	2	2,33	29,2
	Zona 4	0	3	4	0	7	4	2	3	3	2	2	2,33	49

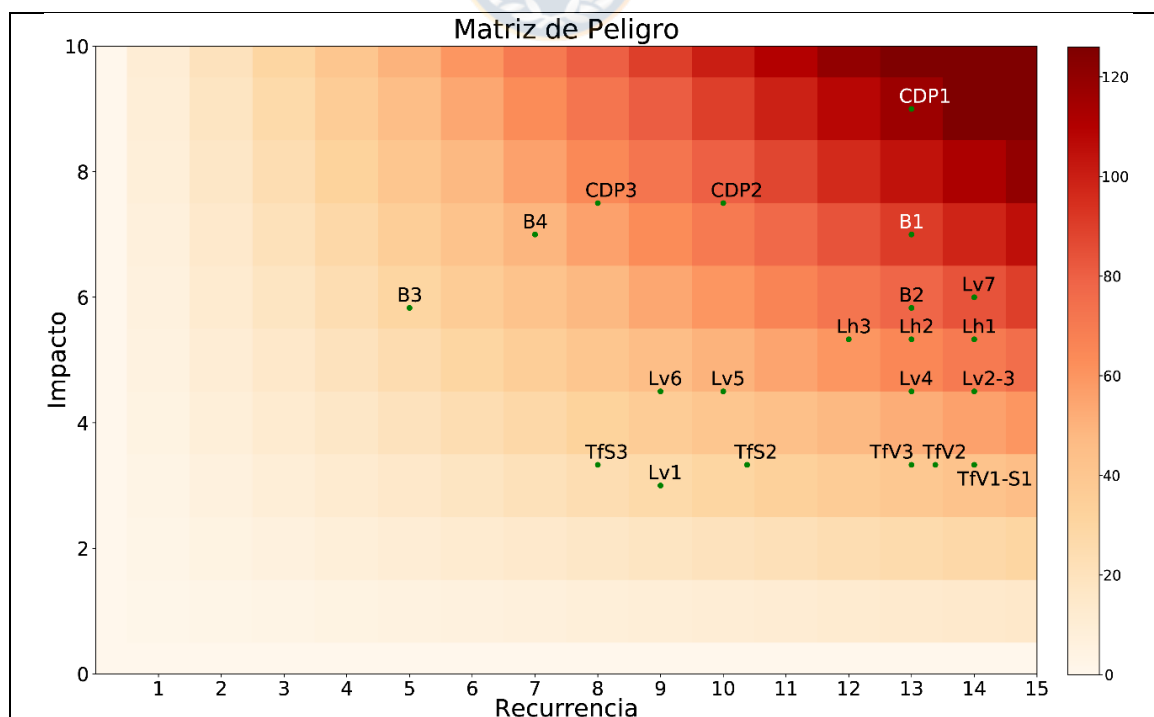


Figura 6.5. Matriz de peligro para el volcán Villarrica. A la izquierda, la barra de colores muestra el “Total de Peligro” según el producto entre “Impacto” y “Recurrencia”.

6.3.6. Volcán Mocho-Choshuenco

Tabla 6.7. Integración de peligros volcánicos para el volcán Mocho-Choshuenco.

	Zona	Recurrencia conocida				Total Frecuencia	Alcance zonal			Potencial de impacto directo				Total Peligro:
		En últimos 500 años	En últimos 2.500 años	Holoceno	Ocurrencia (<500 años)		Velocidad (tiempo de llegada a parte distal)	Dificultad de protección	Total Alcance	Provoca daño a la salud	Interrumpe vía de evacuación	Daño a infraestructura o servicios	Total Impacto	
CDP	Zona 1	4	4	4	1	13	4	2	3	3	3	3	3	117
	Zona 2	3	4	4	1	12	3	2	2,5	3	3	3	3	90
	Zona 3	1	4	4	0	9	3	2	2,5	3	3	3	3	67,5
Lavas (Lv)	Zona 1	4	4	4	1	13	1	0	0,5	3	3	3	3	19,5
	Zona 2	0	0	1	0	1	1	0	0,5	3	3	3	3	1,5
	Zona 3	1	3	4	0	8	2	0	1	3	3	3	3	24
	Zona 4	1	2	4	0	7	1	0	0,5	3	3	3	3	10,5
	Zona 5	4	4	4	1	13	1	0	0,5	3	3	3	3	19,5
Lahares (Lh)	Zona 1	4	4	4	1	13	3	1	2	3	3	2	2,67	69,3
	Zona 2	3	3	3	1	10	3	1	2	3	3	2	2,67	53,3
Caída tefra IEV ~2 (TfV)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	4	4	4	1,38	13,38	3	2	2,5	1	1	2	1,33	44,6
	Zona 3	4	4	4	1	13	3	2	2,5	1	1	2	1,33	43,3
Caída tefra IEV 3-4 (TfS)	Zona 1	4	4	4	2	14	3	2	2,5	1	1	2	1,33	46,7
	Zona 2	2	4	4	1,38	11,38	3	2	2,5	1	1	2	1,33	37,9
	Zona 3	0	3	4	1	8	3	2	2,5	1	1	2	1,33	26,7
PBV (B)	Zona 1	4	4	4	1	13	4	2	3	3	2	2	2,33	91
	Zona 2	2	4	4	0	10	4	1	2,5	3	2	2	2,33	58,3
	Zona 3	0	4	4	0	8	4	1	2,5	3	2	2	2,33	46,7
	Zona 4	0	3	4	0	7	4	2	3	3	2	2	2,33	49

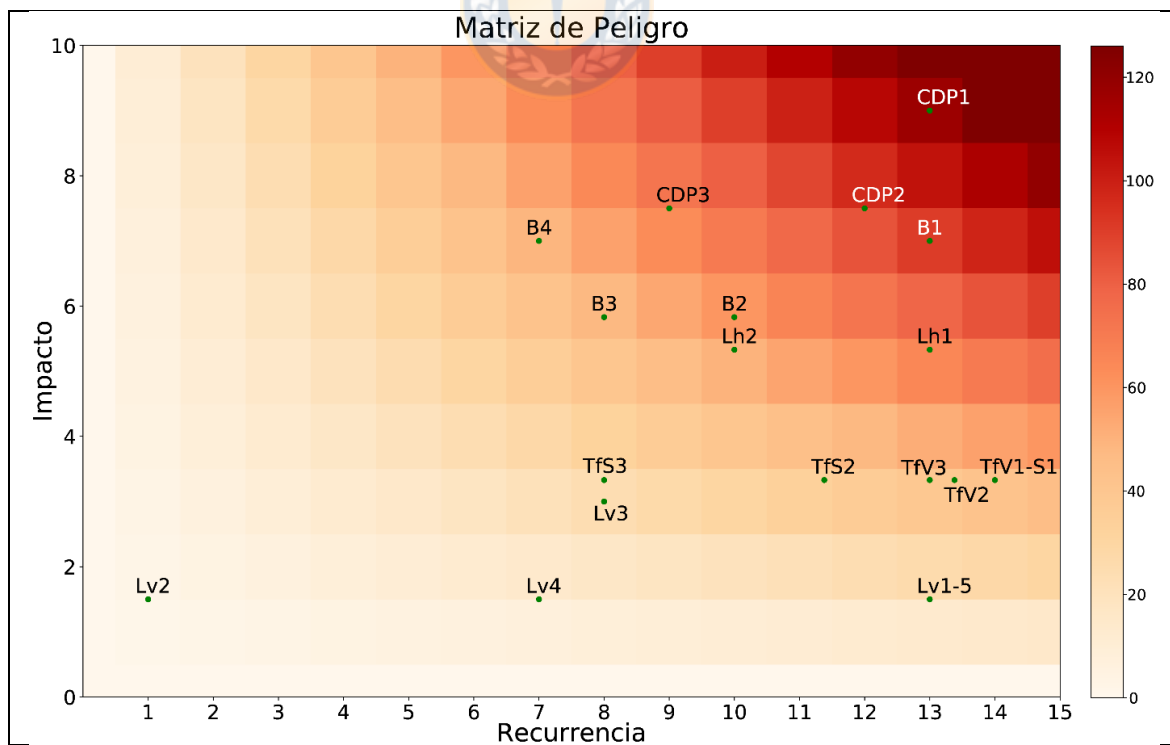


Figura 6.6. Matriz de peligro para el volcán Mocho-Choshuenco. A la izquierda, la barra de colores muestra el “Total de Peligro” según el producto entre “Impacto” y “Recurrencia”.

6.4. Traslape de zonas y categorización del peligro volcánico por CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs

Se realiza un traslape de las zonas de peligro con el objetivo de destacar las áreas donde distintos peligros confluyen espacialmente, lo que conlleva a un aumento del peligro en estas zonas. Para lo anterior, se utiliza un *script* mediante *Python*, el cual procesa archivos *raster ASCII* que definen las zonas georreferenciadas con el puntaje de peligro total asociado, efectúa una suma ponderada de las zonas y genera un nuevo *raster* (formato *.tiff*) con los resultados de las nuevas zonas ponderadas. El proceso anterior se aplica en cada volcán, en donde a la zona de mayor puntaje de las involucradas en el traslape se le suma las demás ponderadas por un factor, lo que permite una prevalencia del peligro principal (o de mayor puntaje) por sobre las demás. El factor utilizado queda definido en 0,1 de forma que, al ponderar y sumar las zonas, se mantenga la distribución inicial de peligro y no se vean disminuidas zonas que presenten un menor (o nulo) traslape.

Habitualmente se utilizan escalas de colores verde-amarillo-rojo “tipo semáforo” para la confección de mapas de peligro volcánico, pero la mezcla de tonos verdes-rojizos presenta problemas en la lectura para personas daltónicas (Thompson *et al.*, 2015). Combinaciones divergentes azul-amarillo-rojo (frío a cálido) pueden tener significados distintos para los lectores (utilizado también para mapas de peligro de *tsunami*), y además se atribuye al color azul a la ausencia total de peligro, pudiendo generar interpretaciones erróneas de estas áreas como zonas seguras (Thompson *et al.*, 2015). Los tonos rojos por otro lado siempre han sido interpretados como presencia de peligro (Thompson *et al.*, 2015).

En este trabajo se generan curvas de peligro (gráficos) y mapas de peligro integrado, en los que se utiliza una rampa de colores de tonos amarillos a rojizos para una escala de color normalizada de 0 a 126 (estándar para todos los volcanes), la que se dividió en tres categorías considerando los siguientes valores de quiebre:

- 0-40: bajo peligro.
- 41-80: medio peligro.
- 81-126: alto peligro.

Aquellas áreas donde el puntaje supera el valor 126 (valor máximo para zona de peligro; Tabla 6.1.) se clasifican como zonas de “muy alto peligro”, marcadas por un color rojizo oscuro.

Finalmente, se presentan las curvas de peligro por volcán integradas en un mismo gráfico (Figura 6.7.), en donde el “eje x ” muestra los porcentajes del área total afectada, y el “eje y ” presenta los valores mínimos y máximos de peligro combinado obtenidos luego del traslape.

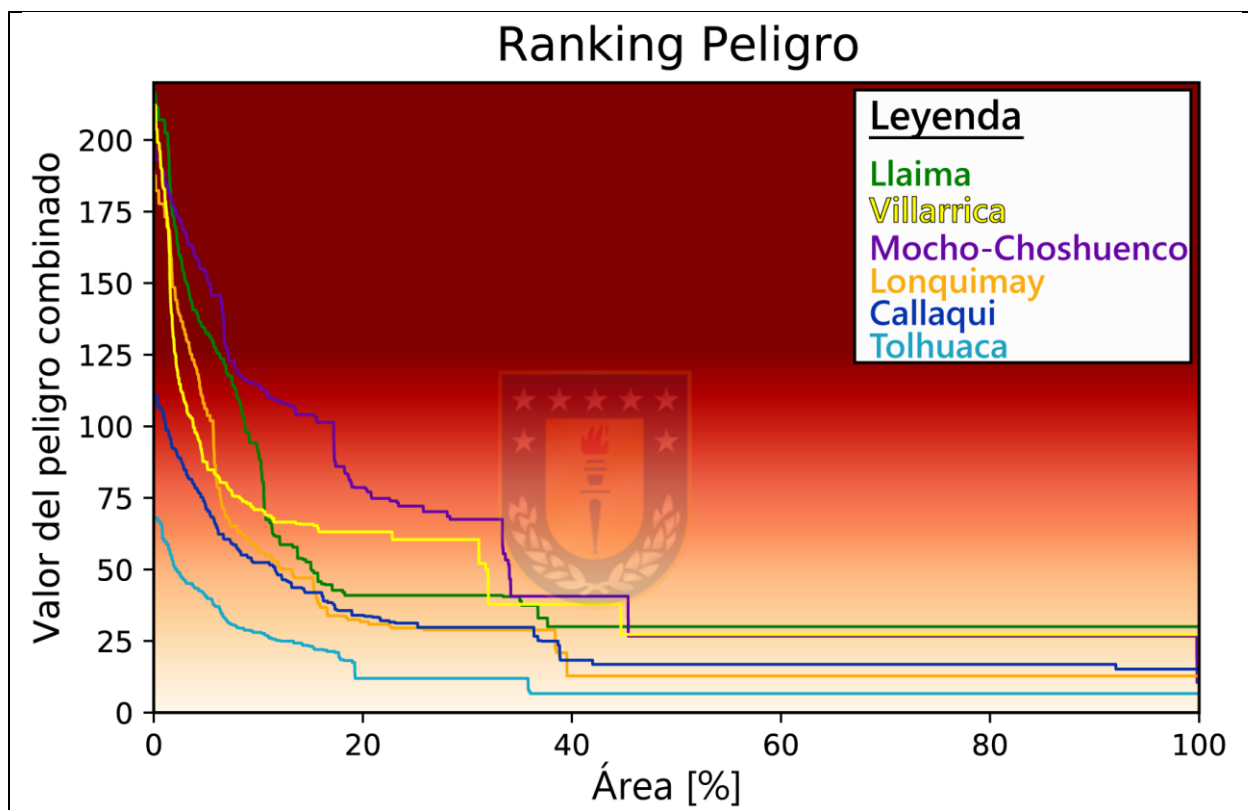


Figura 6.7. Curvas de peligro para los volcanes Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco. El gráfico incluye los valores de las zonas originales (individuales) y traslapadas (suma según factor 0,1).

6.5. Mapas de peligro integrado

Como resultado final de la integración de peligros volcánicos se generan mapas para cada volcán (Figuras 6.8.-6.13.), los cuales presentan la distribución de peligro combinado generado a partir del traslape de zonas de peligro (Subcapítulo 6.4.) descritas para caída de tefra y PBVs (Capítulos 4 y 5), y en los trabajos de Jorquera (2018) para CDPs-lavas, y lahares por Álvarez (en prep.).

Eran esperables los resultados obtenidos para los volcanes Callaqui y Tolhuaca, dominados por colores pálidos (asociados a bajo peligro) debido a que estos macizos presentan un escaso a nulo registro eruptivo histórico, afectando claramente la “recurrencia” de los fenómenos volcánicos y de esta forma la puntuación total de peligro (Tablas 6.3. y 6.4.), y por ende en la puntuación final luego del proceso de traslape. Por otro lado, también era previsible que los resultados para los volcanes Llaima y Villarrica fueran de alto a muy alto peligro, mapas dominados por coloraciones naranjas a rojizas oscuras producto de una alta “recurrencia” de fenómenos de alto “impacto” como CDPs y lahares (Figuras 6.4. y 6.5.).

Sorprenden los resultados obtenidos para el volcán Mocho-Choshuenco, el cual, si no es el que presenta el mayor puntaje de peligro combinado (198 versus 220,1-vn. Llaima), muestra un área afectada por alto a muy alto peligro cercana al 20% respecto del área total abarcada por los peligros en ese volcán, lo que resulta preocupante e interesante para una planificación de emergencia, además se posiciona como uno de los volcanes más peligrosos en conjunto al Villarrica y Llaima. En cuanto al volcán Lonquimay, se destaca una zona de alto peligro asociada a proyección de balísticos volcánicos producto de la última actividad de 1988-1990 (erupción del Cono Navidad), la que da una mayor “recurrencia” de este fenómeno en la puntuación total de peligro (Tabla 6.4. y Figura 6.3.) y por ende al valor final posterior al traslape.

Finalmente, destacar que la caída de tefra por sí sola abarca el mayor porcentaje de las áreas posibles a ser afectadas por algún peligro volcánico, alcanzado coberturas del 50-60% del total de área de peligros combinados para cada volcán (Figura 6.7.).

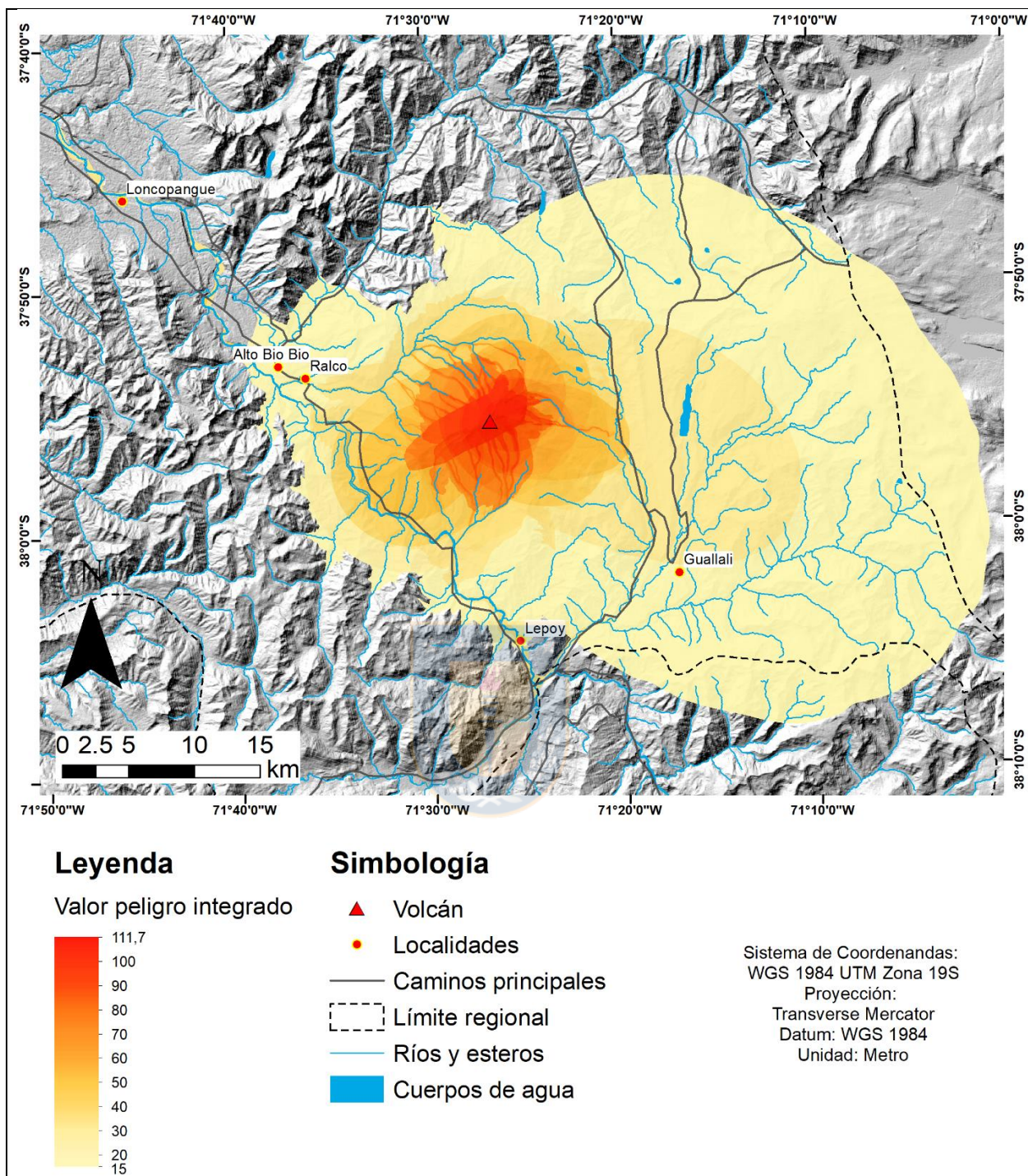


Figura 6.8. Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Calchaquí.

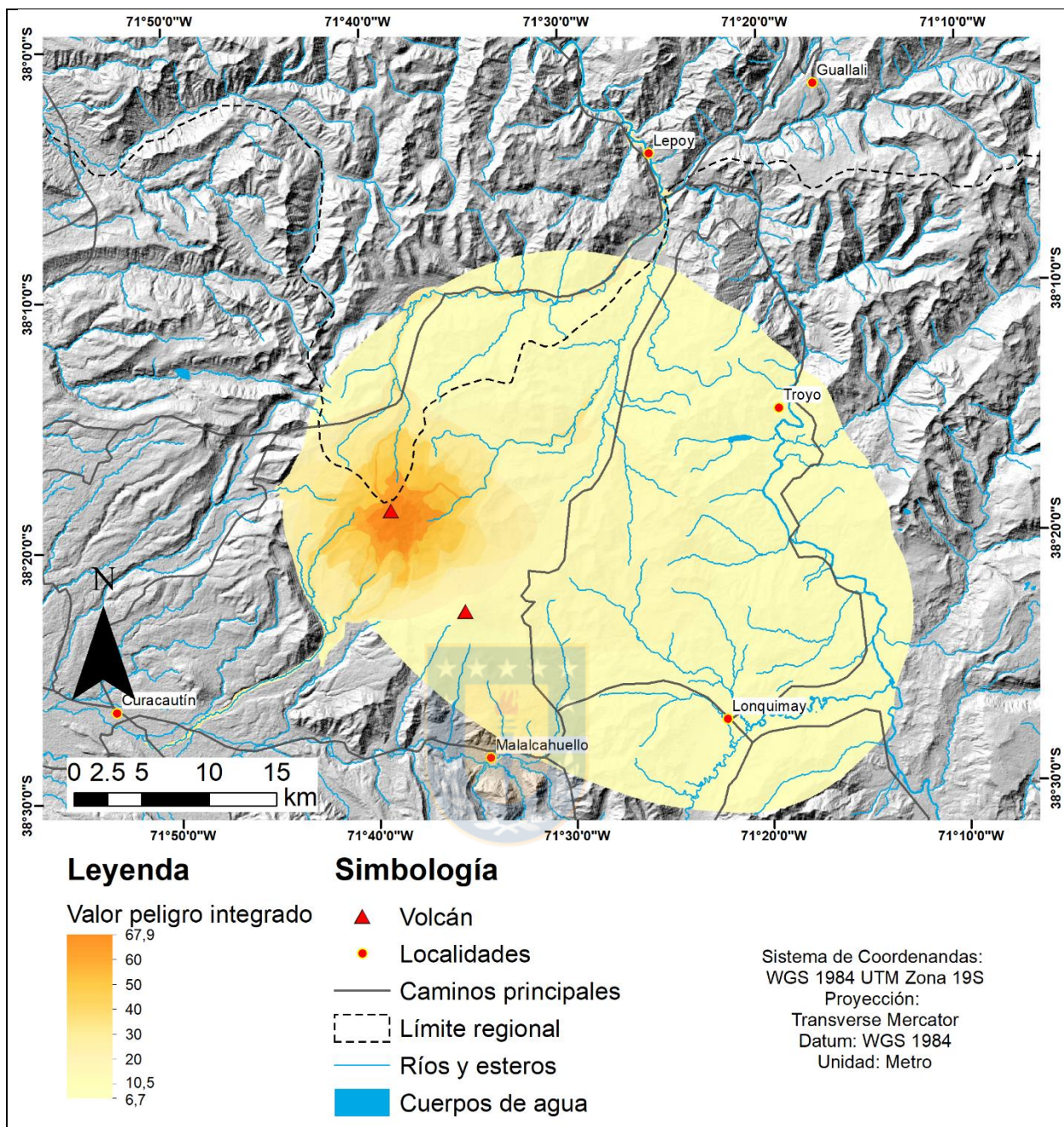


Figura 6.9. Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Tolhuaca.

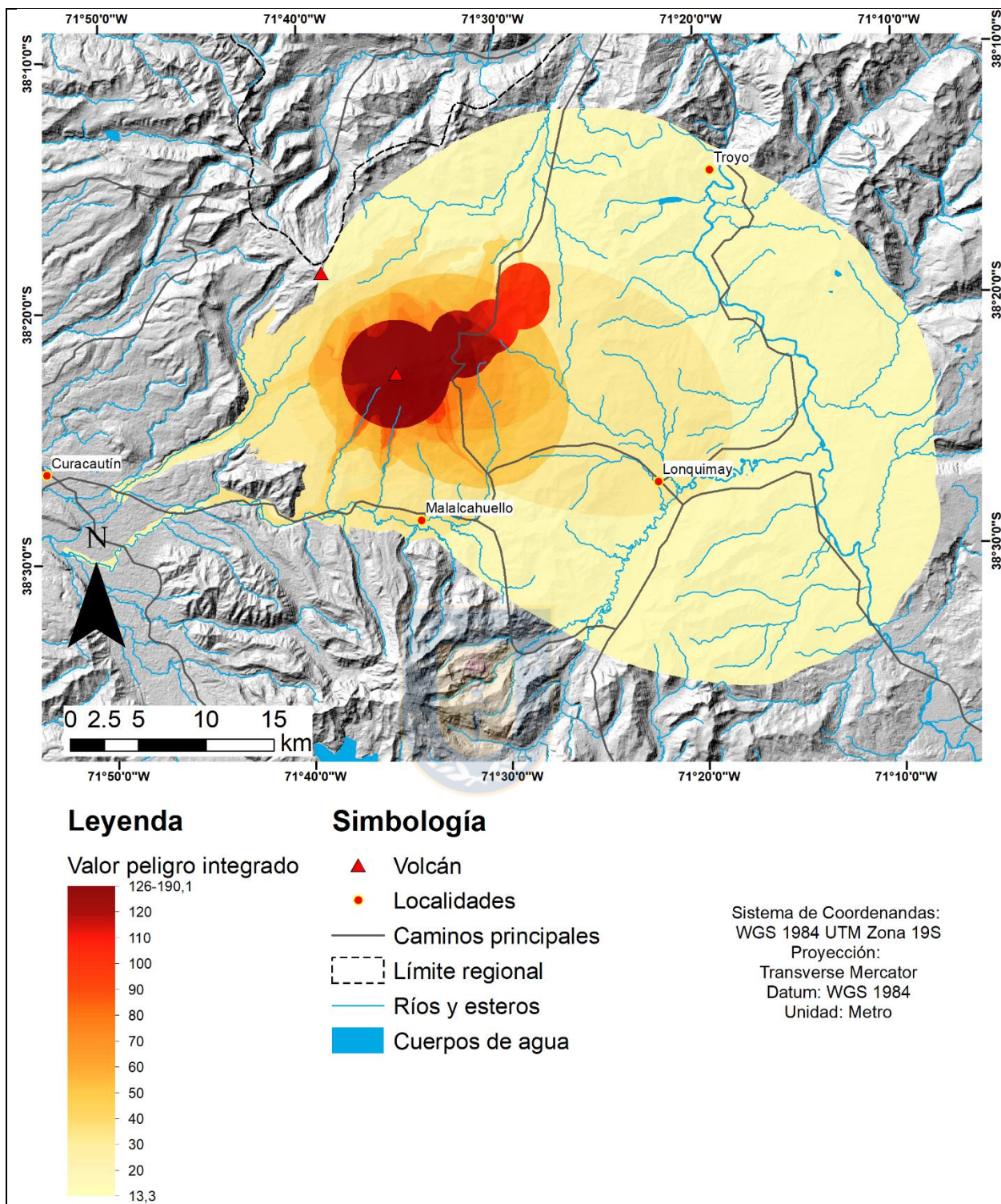


Figura 6.10. Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Lonquimay.

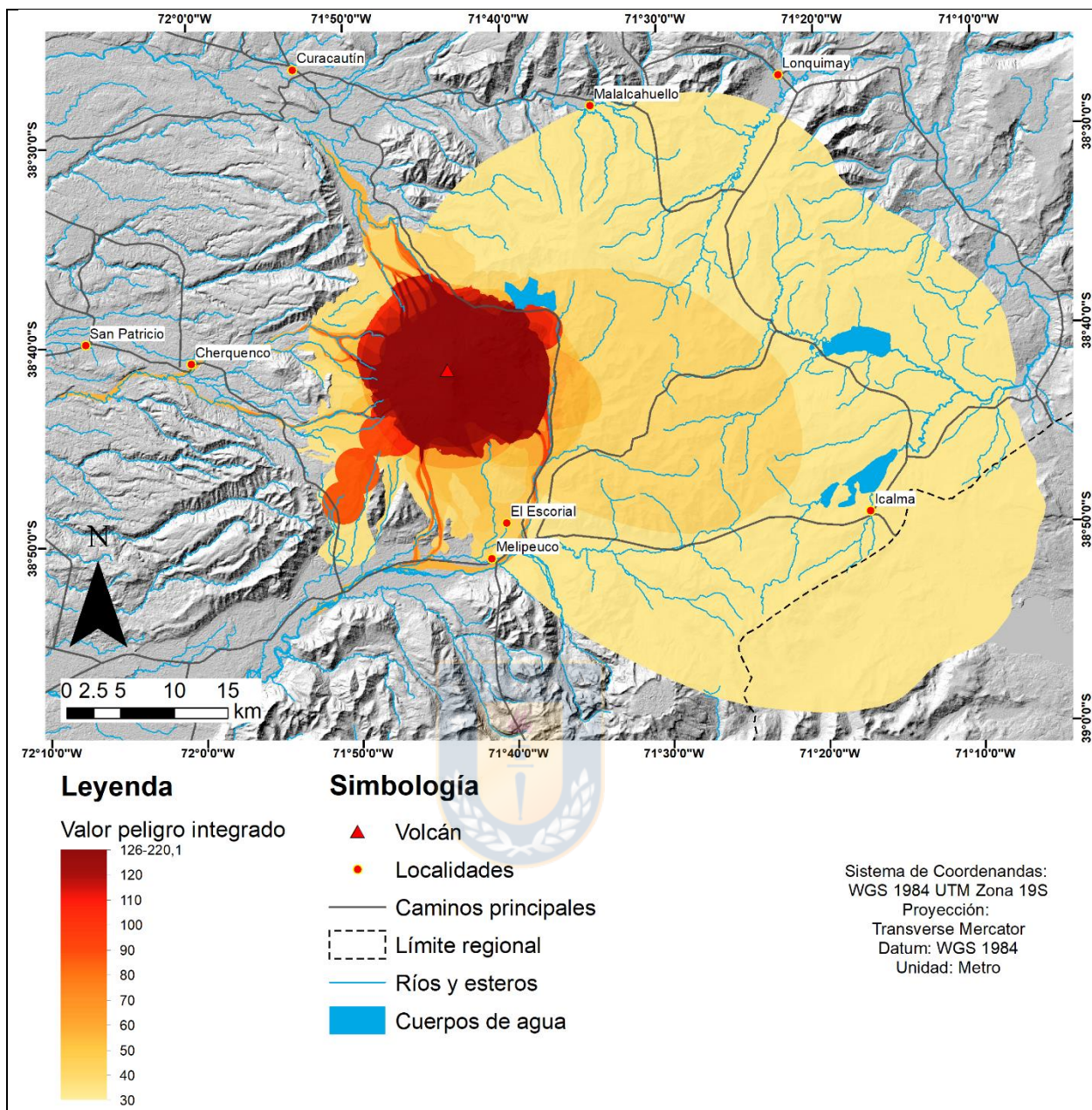


Figura 6.11. Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Llaima.

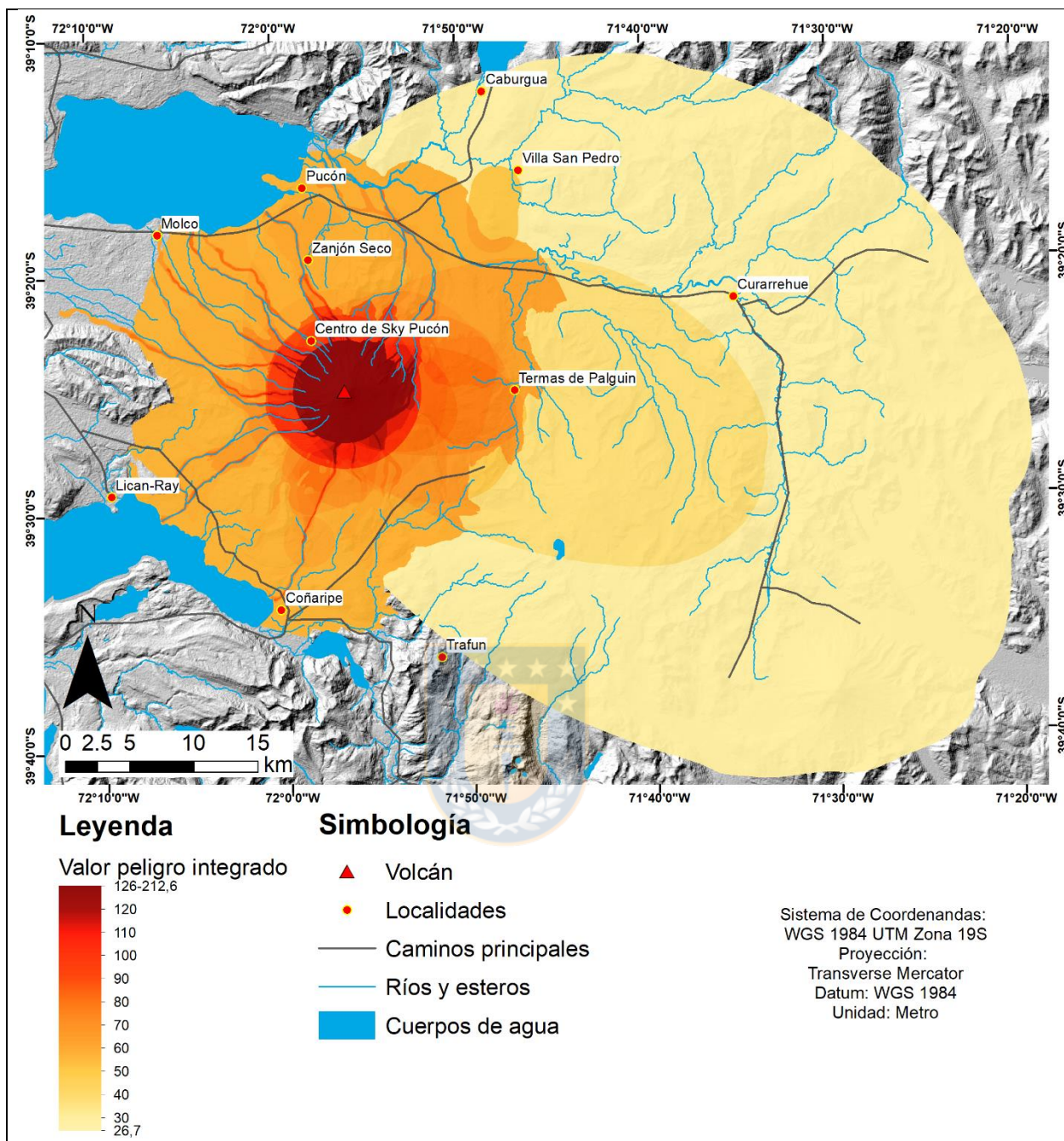


Figura 6.12. Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Villarrica.

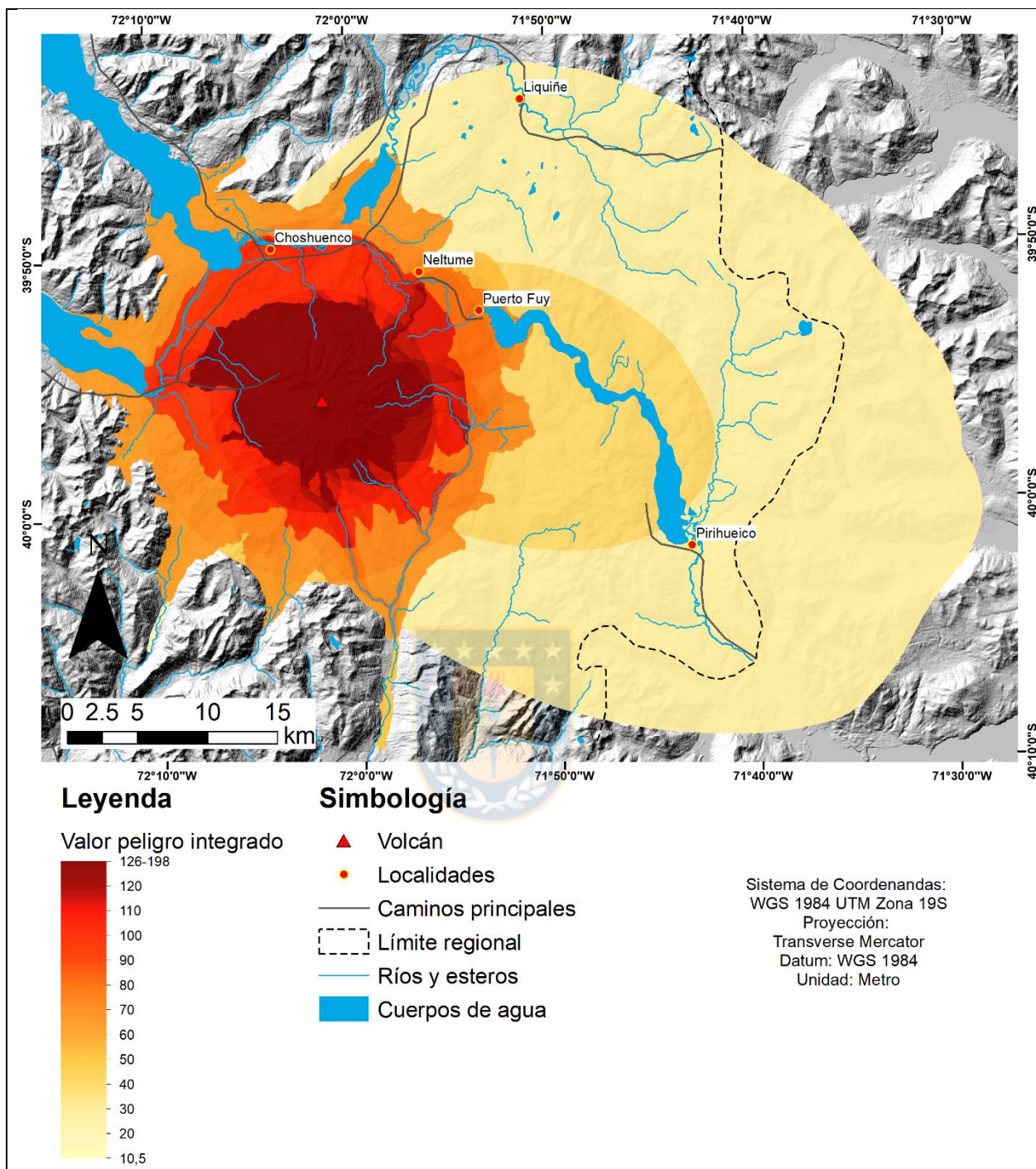


Figura 6.13. Mapa de peligro integrado para CDPs, lavas, lahares, caída de tefra y PBVs para el volcán Mocho-Choshuenco.

7. DISCUSIÓN

7.1. Modelo de dispersión de tefra

7.1.1. Isolíneas probabilísticas

En este trabajo se plantean dos escenarios eruptivos para cada volcán, uno estromboliano violento (IEV 2) y otro subpliniano (IEV 3-4), ambos casos modelados mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016a), *toolbox* que utiliza el modelo numérico de advección-difusión *Tephra2* (Bonadonna *et al.*, 2005). Los resultados se presentan en mapas con isolíneas probabilísticas para una acumulación de tefra de 100 kg/m^2 ($\sim 10 \text{ cm}$ de tefra). Para escenarios más explosivos (subplinianos) se puede apreciar de forma clara la depositación de tefra alrededor de los volcanes y la dispersión controlada por los vientos de las zonas; sin embargo, para escenarios menos explosivos (estrombolianos violentos), la acumulación de tefra se centra en torno a radios semiconcéntricos poco mayores a 10 km desde la fuente (mapas Subcapítulo 4.4.). La dispersión de cenizas en escenarios pequeños se aprecia mejor para una acumulación de 10 kg/m^2 ($\sim 1 \text{ cm}$ de espesor de tefra; Figura 7.1.).

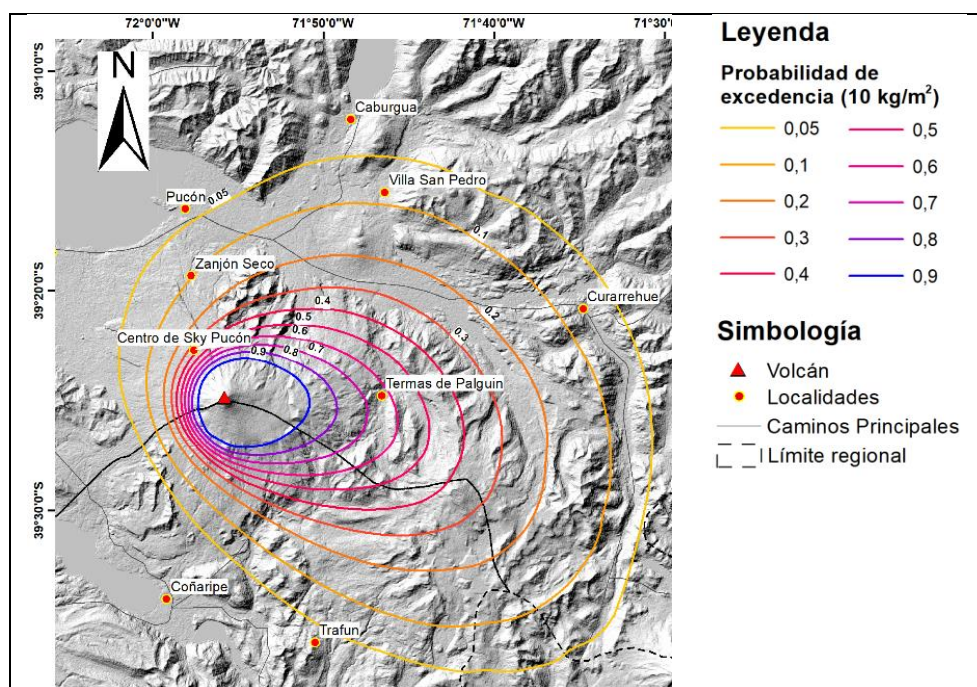


Figura 7.1. Mapa probabilístico para vn. Villarrica, IEV 2 ($\sim 1 \text{ cm}$ de tefra).

De manera de dar mayor peso a la distribución de tefra en escenarios menos explosivos, se podría optar por presentar la acumulación de tefra mediante isópacas generadas en base a mapas probabilísticos de isomasa (Figura 7.2.), definiendo la probabilidad y los rangos (espesores) de alto-medio-bajo peligro ($100-10-1 \text{ kg/m}^2$).

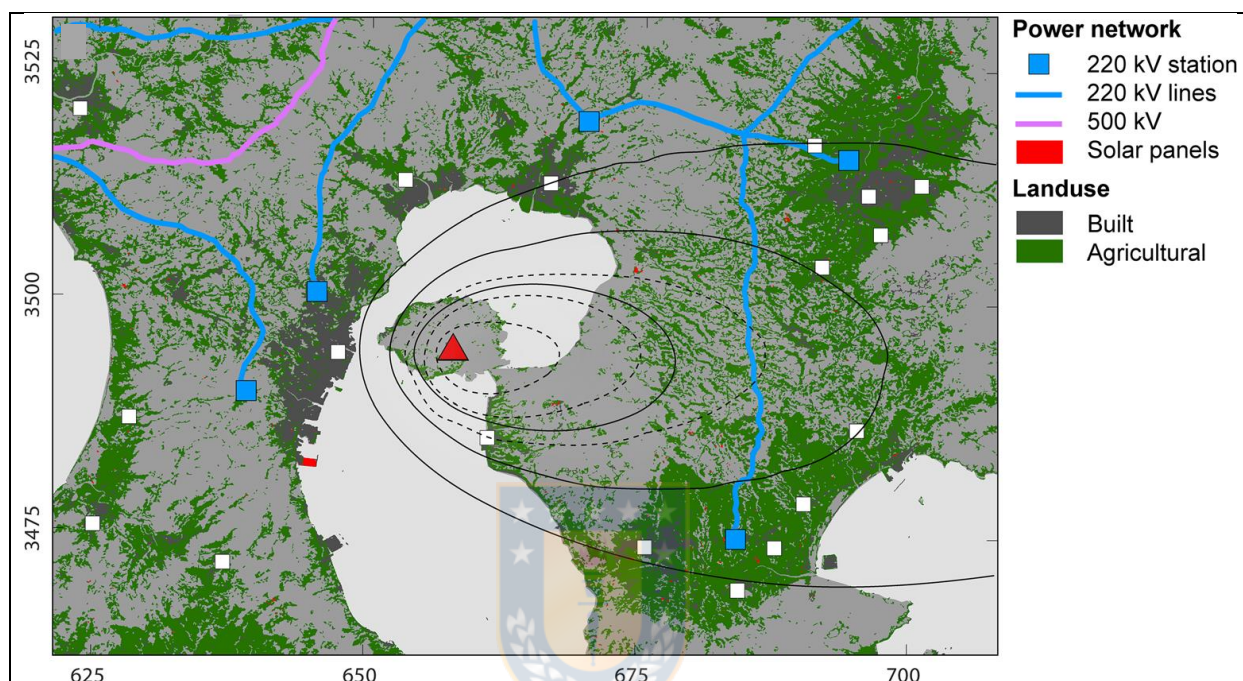


Figura 7.2. Exposición de usos de suelo y red eléctrica ante futura erupción del vn. Sakurajima, Japón (modificado de Biass *et al.*, 2017). Contornos negros muestran acumulación de 1, 10, 100 kg/m^2 de isomasa para tefra con probabilidades de excedencia de 25% (línea continua) y 75% (línea punteada).

7.1.2. Dispersión al Oeste

Al observar los mapas generados (presentados en el Subcapítulo 4.4.), se aprecia una clara disposición hacia el Este de las áreas afectadas por la acumulación de tefra en torno a los volcanes. Esto se debe a que el mecanismo principal de transporte de tefra es el viento (Jenkins *et al.*, 2015), y como se muestra a través de la estadística de los vientos utilizados en el modelo, la predominancia de las direcciones a lo largo de los años 1990-2018 es al E. Sin embargo, existe una pequeña población de los datos (perfiles de viento cada 6 hrs/día; Figura 7.3.) la cual no tiene gran peso en el modelado de los escenarios propuestos para cada volcán, en la que las direcciones de los vientos a diferentes alturas son predominantes al Oeste (también conocido como viento “puelche”).

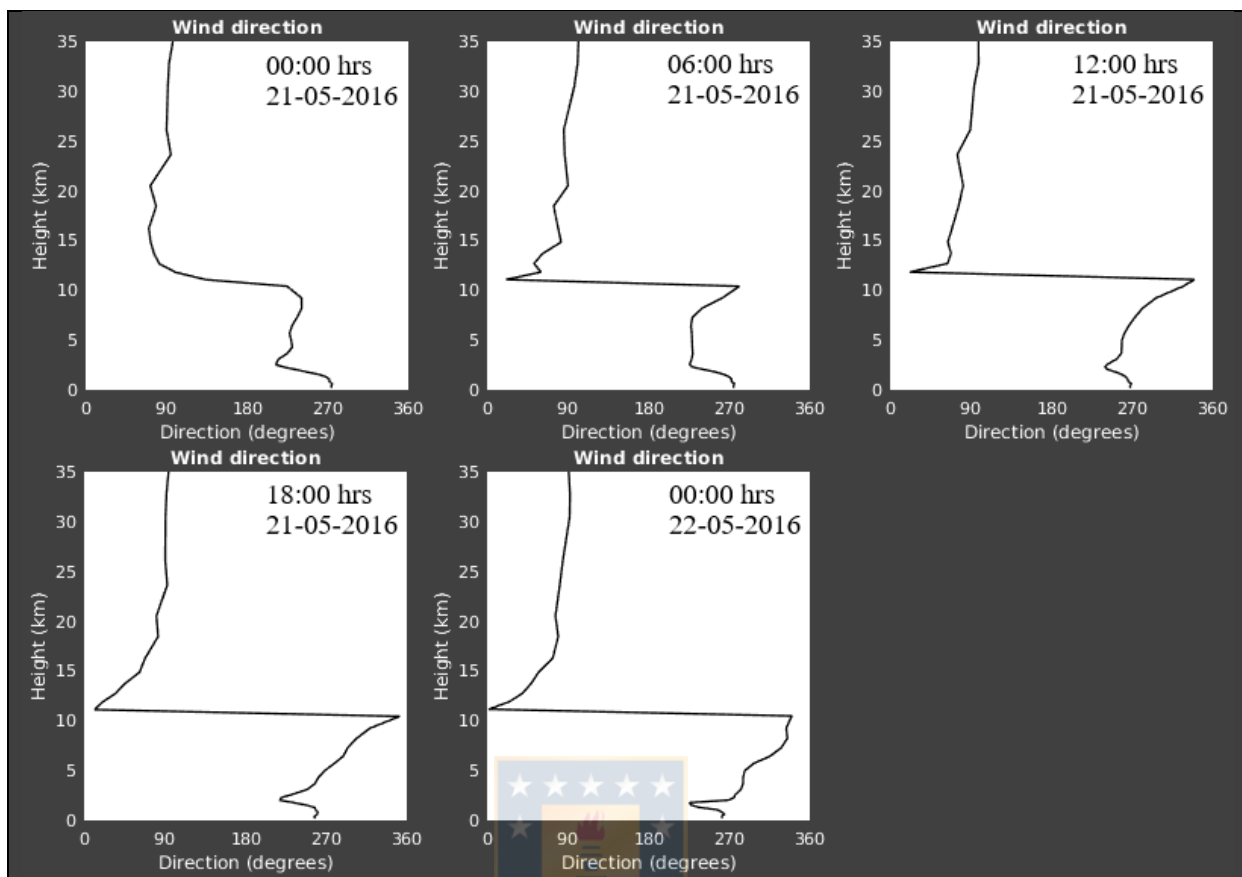


Figura 7.3. Perfiles de viento para la zona del vn. Llaima, a diferentes horas entre los días 21 y 22 de abril de 2016. Se presenta la dirección del viento (eje “x”) a diferentes alturas (eje “y”). Base de datos ECMWF ERA-Interim.

Teniendo en cuenta que el modelo numérico utilizado es probabilístico, es lógico que estos datos escasos (sólo se presentan durante horas en algunos días) sean opacados y se haga difícil poder representarlos junto a los demás. Aun así, es posible generar escenarios “ajustados” y representarlos de misma manera en mapas probabilísticos, controlando los datos de los perfiles de viento que se quieren modelar, restringiendo las direcciones angulares (0-360°) de éstos.

De manera de presentar lo anterior, se analiza mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016a) un día en el cual se pueda observar vientos con clara disposición al Oeste para la zona del vn. Llaima, dando como resultado los datos disponibles de día 21-22 de mayo de 2016 (Figura 7.3.). Posteriormente, se procede a ejecutar el modelo numérico de advección-difusión *Tephra2* para el vn. Llaima con el mismo escenario subpliniano (altura de columna, TGSD, duración, entre otros) propuesto en el Capítulo 4 de análisis por caída de tefra para este volcán (Figura 7.4.). Los resultados arrojan una dispersión esperable hacia el Oeste, afectando con mayor probabilidad a

localidades que se disponen en la misma dirección, a las cuales bajo un escenario probabilístico para cualquier día del año (utilizando todos los datos de viento disponible sin preferencia) no eran afectados, como Cherquenco y San Patricio.

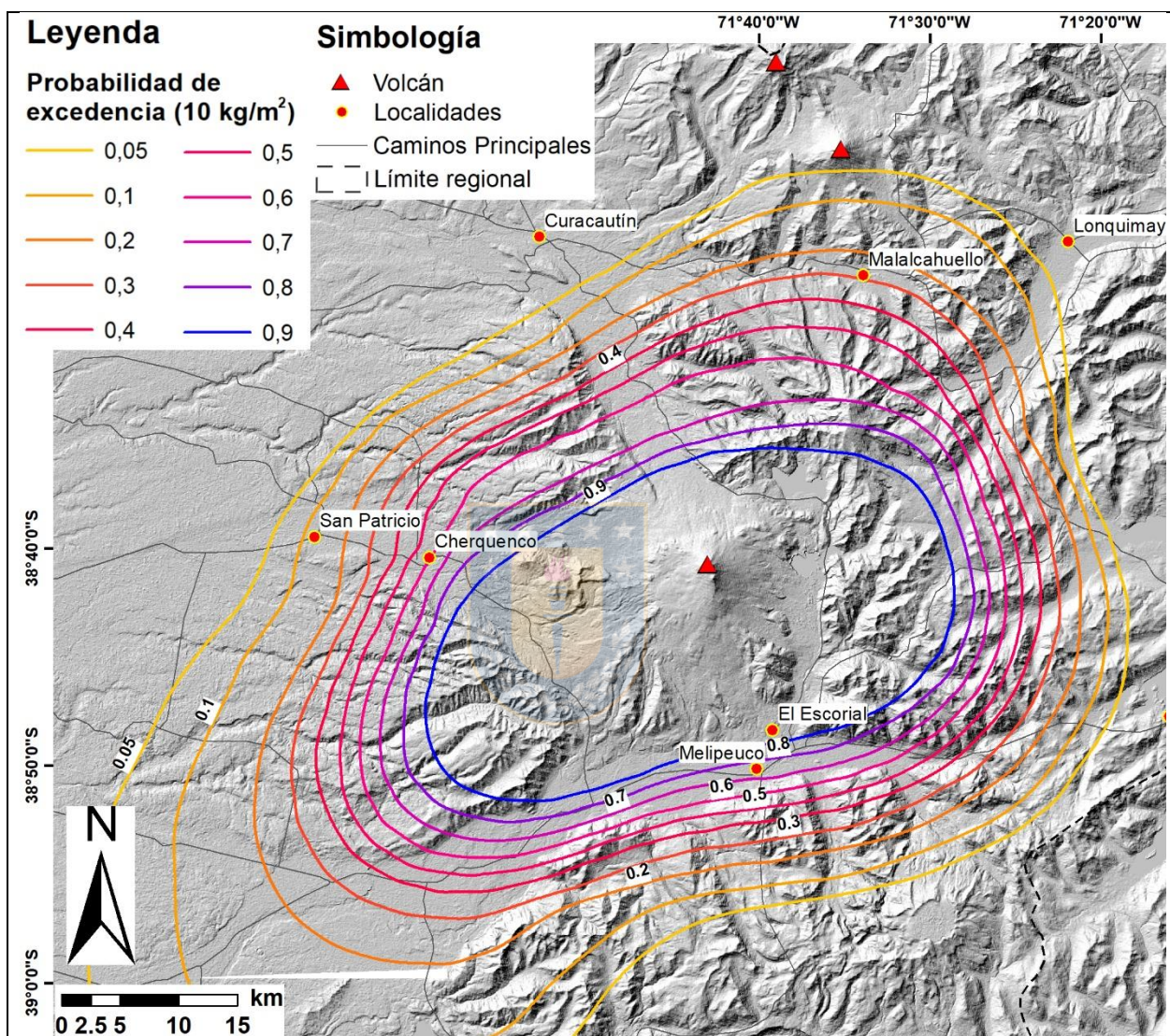


Figura 7.4. Mapa probabilístico para caída de tefra (configurado al O) ante una erupción del vn. Llaima, IEV 3-4 ($10 \text{ kg/m}^2 \sim 1 \text{ cm}$).

7.1.3. Impacto

La evaluación del impacto por acumulación de tefra es más compleja que la aplicación de una relación simple al grosor del depósito (Biass *et al.*, 2017). Pérdidas y alteraciones socioeconómicas dependen de la interacción de factores como los aspectos volcánicos (estilo, la

duración y momento de la erupción, el tamaño del grano, tasas de acumulación, el contenido de sales ácidas solubles, las condiciones climáticas durante la erupción), la naturaleza de la infraestructura expuesta y los activos, la presencia de vulnerabilidades preexistentes y la resiliencia de las comunidades a las variables económicas, ambientales, políticas y sociales.

Si bien en esta nueva propuesta de integración de peligros volcánicos se considera el potencial de impacto en aspectos asociados a la exposición de la vida humana como: “daños a la salud”, “interrupción de vías de evacuación” y “daños a infraestructuras”; existen otros aspectos vulnerables posibles a evaluar, los cuales se pueden incluir en estudios futuros.

Impactos socioeconómicos y ambientales son generados por acumulaciones de tefra que afectan a actividades agrícola-ganaderas, provoca daños a la vegetación y además la contaminación de recursos hídricos. Espesores milimétricos a decímetros producen una cobertura en la vegetación causando daños a cultivos enteros en su follaje y frutas (por sales ácidas), por carga, disminución de captación de energía lumínica y acidificación de suelos (Jenkins *et al.*, 2015). Al verse afectada la vegetación, provoca un daño directo a animales domésticos y silvestres los cuales, al ingerir cantidades importantes de cenizas en conjunto a pastos y cereales, pueden ver obstruido su tracto digestivo (Moreno & Gardeweg, 1989; Jenkins *et al.*, 2015), o bien provocar la muerte por inanición. En 1989 durante la erupción del Cono Navidad, la tefra emitida presentaba un alto contenido en flúor, el cual fue absorbido por forrajes, pastizales (~100 mil hectáreas) y cursos de agua, lo que posteriormente causó la muerte de al menos 10 mil cabezas de ganado por intoxicación (González-Ferrán, 1995). Impactos socioeconómicos se pueden relacionar a las actividades agrícolas-ganaderas mencionadas anteriormente, además de daños causados en suministros eléctricos y vialidad, requiriendo de limpieza y costos asociados. Acumulaciones milimétricas pueden causar “fugas” en redes de alto voltaje, provocando inestabilidad y corte del suministro, además de combustiones generalizadas de los aislantes de los cables, dependiendo de las propiedades físicas y químicas de las cenizas que influyen en su comportamiento conductivo y resistivo (Wardman *et al.*, 2012 en Biass *et al.*, 2017).

7.2. proyectiles balísticos volcánicos y modelamiento numérico

En este estudio se utilizan distancias registradas alcanzadas por PBVs, ya sea tanto para los volcanes en estudio como otros alrededor del mundo usados en la comparación, en conjunto a zonificación de peligros presentes en los mapas de peligro generados en base a registros geológicos por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).

La zonificación determinada para los volcanes Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco tendría mayor validez según registros eruptivos históricos y respaldo en estudios que identifican algunos piroclastos de tamaños importantes (~15 cm) a distancias poco mayores a 6-8 km de la cima (Rawson *et al.*, 2015). En contraste, los volcanes Callaqui y Tolhuaca basan su delimitación de zonas de peligro para PBVs netamente en supuestos de actividad eruptiva poco explosiva en los últimos miles de años y delimitación de zonas para PBVs en otros volcanes, debido a la falta de información y registro de emisiones de piroclastos balísticos.

Existen modelos numéricos capaces de generar una distribución de áreas posibles a ser afectadas por balísticos de determinadas características (peso, densidad, forma, granulometría, ángulos y velocidades de eyección, entre otros), pero al tener una escasa información y registro de emisión de balísticos y sus características para los volcanes estudiados, generar un modelo numérico no tendría una validez tan aceptada. Sin embargo, se podría realizar modelamientos con información obtenida de trabajos realizados para algunos volcanes usados en la comparación (Alatorre-Ibargüengoitia *et al.*, 2003; 2006; 2012; 2016) y contrastar los resultados con los radios determinados en este trabajo.

7.3. Integración de peligros

7.3.1. Matrices de peligro

Uno de los primeros resultados de la integración de peligros volcánicos es la generación de matrices de peligro para cada volcán (Subcapítulo 6.3.). En ellas se observan las primeras diferencias en cuanto a comparación de los puntajes totales asignados a zonas de peligro, donde

los mayores valores pertenecen a zonas afectadas por CDPs, lahares y balísticos, principalmente catalogadas de “alto peligro” (81-126 pts); esto debido a la alta recurrencia e impacto de estos fenómenos en la mayoría de los volcanes como el Villarrica, Llaima, Lonquimay y Mocho-Choshuenco. Los volcanes Callaqui y Tolhuaca a diferencia de los anteriormente mencionados, presentan una escasa recurrencia eruptiva por lo cual presentan valores bajos de peligro total para las zonas evaluadas, alcanzando categorizaciones de “bajo” a “medio peligro” (<40 y 41-80 pts respectivamente).

7.3.2. Mapas de peligro integrado y comparación entre volcanes

Luego de la asignación de puntaje total de peligro a cada zona, se realiza un traslape entre las mismas para la integración, generando nuevas zonas con puntajes ponderados (Subcapítulo 6.4.). Los resultados se muestran en mapas de peligro integrado para cada volcán (Subcapítulo 6.5.), en los cuales se aprecia lo detallado en el apartado anterior, donde las zonas de mayor peligro se encuentran en tonos rojos a rojizos oscuros en torno al cráter principal (cima) en un radio de 5-10 km.

La Figura 7.5. presenta en resumen los gráficos de curvas de peligro para cada volcán integrados en un único gráfico, permitiendo un análisis comparativo más directo donde se observa que para todos los volcanes, entre un ~95-60% del área total afectada por algún peligro volcánico (diferente para cada volcán) se encuentra categorizada de “bajo peligro” (<40 pts), donde los volcanes Villarrica, Llaima y Mocho-Choshuenco presentan un ~60-65%, Lonquimay y Callaqui cercano a un ~85%, y Tolhuaca ~95%. En contraste, las zonas categorizadas de “muy alto peligro” (>126 pts) son alcanzada por los volcanes Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco; en donde el vn. Llaima destaca con la mayor puntuación de 220,1 pts (seguido del Villarrica con 212,6), pero el mayor porcentaje de área cubierta por esta categoría la alcanza el Mocho-Choshuenco, con un ~10% de su área total.

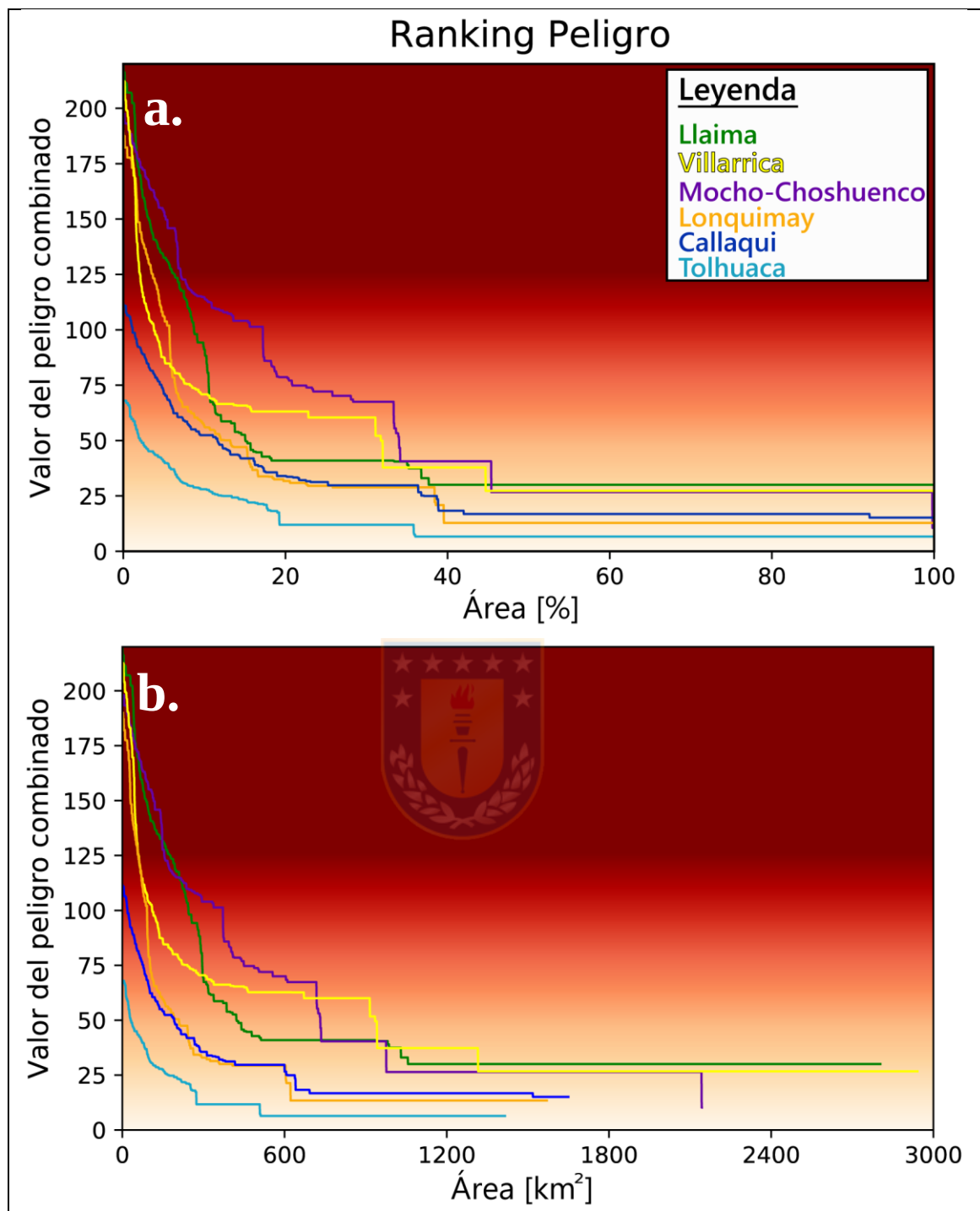


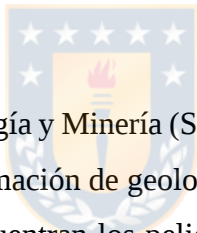
Figura 7.5. Curvas de peligro v/s área total afectada para los volcanes en estudio. a.- área total en porcentaje (%) en el eje “x”. b.- área total en km² en el eje “x”.

Teniendo en cuenta lo anterior, y los resultados expuestos en los mapas de integración de peligros (Subcapítulo 6.5.), los volcanes Llama y Villarrica serían los macizos más peligrosos (por su frecuencia eruptiva e impacto asociado a peligros), además del vn. Mocho-Choshuenco, el cual

muestra un alto porcentaje del área total posible a ser afectada por “alto peligro” (cercana a 20%). En torno a estos volcanes existen diversos asentamientos y atractivos turísticos, lo que los vuelve aún más interesantes como blancos principales para la implementación de planes de emergencia.

Los volcanes Tolhuaca y Callaqui son categorizados de “bajo” a “medio peligro” debido principalmente a que presentan escasos registros eruptivos y literatura asociada, lo que conlleva a catalogar una baja “recurrencia” para los peligros analizados. Si bien no existen grandes comunidades en torno a estos volcanes, hay instalaciones cercanas como las centrales hidroeléctricas Ralco y Pangue en torno al vn. Callaqui, las que podrían ser afectadas por peligros de alto impacto (CDPs), y en condiciones de viento especiales (dirigidas al O) por caída de tefra (mm a cm).

7.4. Comparación de mapas de peligros integrados v/s mapas de peligro actuales de SERNAGEOMIN



El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) es el organismo encargado de generar, mantener y difundir información de geología básica, de recursos y peligros geológicos en Chile, dentro de los cuales se encuentran los peligros volcánicos. La metodología usada para construir el ranking de riesgo específico de los volcanes activos de Chile, la cual se conoce como *NVEWS-CHILE* (Lara *et al.*, 2006), es un sistema semicuantitativo de evaluación de la amenaza volcánica adaptado de *NVEWS* (*National Volcano Early Warning System*), desarrollado para Estados Unidos por el *USGS* (Ewert *et al.*, 2005), cuya base de clasificación considera principalmente dos grupos de factores:

- Factores de peligro volcánico: Tipo de volcán; Máximo IEV; Ocurrencia de actividad explosiva en los últimos 500 años; Recurrencia eruptiva; Ocurrencia en el Holoceno de CDPs, lahares o lavas; Potencia de explosiones hidrotermales; Ocurrencia de *tsunamis* en el Holoceno (en islas volcánica); Potencia de colapso parcial del edificio; Existencia de fuente primaria de lahares (hielo/detritos); Deformación de terreno observable; Actividad sísmica observable; Actividad fumarólica o desgasificación magmática.

- Factores de exposición o vulnerabilidad: Población contenida en un radio de 30 km; Población contenida en la envolvente de peligro volcánico; Víctimas fatales históricas; Evacuaciones históricas; Exposición aeronáutica local/regional; Infraestructura energética-transporte; desarrollos urbanos o áreas ecológicas sensibles; Población insular.

Cada factor es evaluado y cuantificado de acuerdo a información pública e inédita y la suma de ello origina un puntaje total para **“Peligro volcánico”** y “Exposición”, donde finalmente el producto entre ambos genera un valor de la amenaza-vulnerabilidad (*Threat*) que entrega el ranking final. Teniendo en cuenta los datos disponibles de *NVEWS-CHILE* de junio del 2013 (SERNAGEOMIN), de 92 volcanes activos analizados, Villarrica, Llaima, Lonquimay, Mocho-Choshuenco, Callaqui y Tolhuaca ocupan los 1°, 2°, 7°, 19°, 30° y 35° lugares con valores para **“Peligro volcánico”** de 15, 14, 10, 13, 9 y 7 pts respectivamente. En la Tabla 7.1., considerando solo estos últimos valores (peligro) en comparación con los máximos obtenidos por la integración de peligros volcánicos de este análisis (Capítulo 6), coinciden en la mayoría de los casos, pero los más peligrosos (Llaima y Villarrica) se ubican en diferentes posiciones.

Tabla 7.1. Comparación de los puntajes de peligro asignados por la Integración de peligros (este trabajo) y NVEWS-CHILE (junio 2013).

Volcán	Puntaje Peligro - Integración (este estudio)	Puntaje Peligro - NVEWS-CHILE (junio 2013)
Llaima	220,1 pts	14 pts
Villarrica	212,6 pts	15 pts
Mocho-Choshuenco	198 pts	13 pts
Lonquimay	190,1 pts	10 pts
Callaqui	111,7 pts	9 pts
Tolhuaca	67,9 pts	7 pts

Para el presente estudio se utilizaron como referencia los siguientes mapas de peligro desarrollados por SERNAGEOMIN para los volcanes en estudio:

- Mapa de peligros de los volcanes del Alto Biobío (Naranjo *et al.*, 2000)
- Mapa de peligros del volcán Llaima (Moreno & Naranjo, 2003)
- Mapa de peligros del volcán Villarrica (Moreno, 2000)
- Peligros del complejo volcánico Mocho-Choshuenco (Moreno & Naranjo, 2006)

Los análisis de peligro por caída de tefra (Capítulo 4) y proyectiles balísticos volcánicos (Capítulo 5) presentan la información recopilada, detalles de la metodología utilizada y la obtención de las zonas afectadas, para luego integrar estos resultados con los obtenidos por otros análisis de peligros (Jorquera, 2018; Álvarez, en prep.) según la metodología descrita en el Capítulo 6.

En cuanto a resultados finales y la representación mediante mapas de peligro, SERNAGEOMIN considera zonas afectadas por corrientes de densidad piroclástica (CDP), lavas, lahares, caídas de piroclastos y proyectiles balísticos; mismos procesos considerados en el presente trabajo, pero con diferencias notables. En primer caso, se denota el uso de una escala de colores graduada (tonos rojizos a amarillo claro) para indicar zonas de mayor a menor peligro, la cual no se ve fielmente utilizada entre mapas, donde existen variaciones en leyendas (p.e. diferentes simbologías entre mapas para demarcar zonas de inundación por CDPs, dispersión de tefra). En cuanto a la evaluación de zonas afectadas por caída de tefra y caída de piroclastos balísticos, se presentan como zonas delimitadas por isolíneas sobrepuestas a áreas catalogadas (en parte) de alto a medio peligro (lavas y/o lahares, CDPs). Otro aspecto a considerar es la simbología utilizada, de color verde (a negra en algunos casos) lo que puede conducir a un error interpretativo y considerar estas áreas como de menor impacto o posibles zonas seguras para quienes no tenga conocimiento de este fenómeno volcánico. En general, la dispersión de tefra se presenta marcada en una dirección SE en torno a los edificios volcánicos tratados (SERNAGEOMIN), similar a la obtenida en este trabajo; pero las principales diferencias radican en el tipo de datos que entregan los mapas, donde los elaborados por SERNAGEOMIN representan la acumulación de tefra mediante isópletas (líneas que encierran áreas con mismo tamaño de clasto máximo) e isópacas (líneas que encierran áreas con mismo espesor), versus los análisis presentes en este trabajo, los que muestran resultados de una evaluación probabilística para la excedencia a una carga de tefra dada (en este caso 100 kg/m^2 , $\sim 10 \text{ cm}$ de tefra).

Áreas de peligro para piroclastos balísticos en general se delimitan por circunferencias descritas por un radio de alcance máximo en torno al cráter principal (SERNAGEOMIN), y en algunos casos se presenta extendido a lo largo de fisuras (vn. Callaqui) o levemente deformado en dirección SE (vn. Lonquimay; ¿piroclastos afectados por advección?); en otros también se destacan

zonas en torno a centros adventicios (CVMC). Lo anterior es muy similar a los resultados presentados en este trabajo, pero las diferencias más claras se observan en la delimitación de un mínimo de 3 zonas de peligro para caída de balísticos (alto-medio-bajo), y en algunos casos se define una cuarta zona de menor peligro en torno a centros adventicios para los volcanes analizados.

Las zonas inundadas por lahares y lavas se representan en conjunto como un solo proceso (SERNAGEOMIN), lo cual parece un error debido a las diferencias que existen entre ambos fenómenos volcánicos (p.e. diferentes velocidades, viscosidad, temperatura); en algunos casos para bajas probabilidades de inundación por CDP's se menciona toda el área del mapa, lo que podría dificultar la comprensión para el usuario.

La integración final de las zonas de peligro presentadas en este trabajo facilita la lectura de los mapas y permite discriminar entre las diferentes áreas posibles a ser afectadas por algún o algunos fenómenos volcánicos durante un ciclo eruptivo. Si bien no es posible determinar a simple vista bajo qué peligros se encuentra afectada cierta zona, se encuentran categorizadas y catalogadas según una escalada de color definida, de forma de poder apreciar qué zonas son las más recurrentes a ser afectadas desde tiempos históricos y cuales presentan un menor peligro. La simpleza y lo conciso de la información entregada en los mapas facilitan la interpretación, y así mismo, podrían ayudar a la toma de decisiones sobre ciertas áreas ante una eventual emergencia volcánica.

8. CONCLUSIONES

8.1. Definición de escenarios para emisión de tefra

Se definen dos escenarios eruptivos posibles según registros en literatura e investigaciones sobre depósitos de caída generados por los edificios volcánicos en estudio (Subcapítulo 4.3.), de los cuales se obtienen parámetros eruptivos importantes como IEV asociados, volúmenes de tefra emitido, alturas de columna eruptiva, composiciones de los productos volcánicos, densidades y *TGSD* (distribución total de tamaños de granos). Para los volcanes Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco se tienen diversos registros eruptivos, parámetros y descripciones de su actividad histórica, aunque aun así se hace necesario comparaciones entre los mismos volcanes y otros en el mundo con un comportamiento explosivo (producción de piroclastos más que lávicos), de forma de obtener los parámetros necesarios para la modelación numérica. Por otro lado, para los volcanes Callaqui y Tolhuaca fue necesario llevar a cabo comparaciones con otros volcanes en el mundo (Mt. Rainier, Hood, Shasta, Ruapehu) de características similares a los anteriormente mencionados, de los cuales se tengan mayores investigaciones y registros eruptivos con el objetivo de obtener parámetros eruptivos que puedan ayudar a describir una futura erupción esperable para los macizos nacionales. Finalmente se determinan dos escenarios para cada volcán, uno explosivo tipo subpliniano (IEV 3-4) con columnas superiores a los 15 km s.n.m. y volúmenes $>0,1 \text{ km}^3$, y otro menos explosivo tipo estromboliano violento (IEV ~ 2) con columnas de unos 10 km s.n.m. y volúmenes cercanos a $0,01 \text{ km}^3$.

8.2. Modelación numérica: *TephraProb*

Una vez definido los parámetros eruptivos de los escenarios, se modelan mediante *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016a) que utiliza el modelo numérico *Tephra2* (Bonadonna *et al.*, 2005). Los resultados se muestran en mapas probabilísticos (Subcapítulo 4.4.) para acumulaciones de 100 kg/m^2 de tefra ($\sim 10 \text{ cm}$ de potencia), los que demuestran una clara disposición de la acumulación hacia el E-SE de los volcanes, lo que se explica por el predominio de las direcciones de los vientos en la zona de estudio en esas direcciones (E-SE). El programa cuenta con una interfaz gráfica de

uso intuitivo, en conjunto a diversas herramientas que facilitan la obtención, visualización y manejo de datos y resultados generados.

Los primeros resultados arrojan que los volcanes Lonquimay, Villarrica y Mocho-Choshuenco son los más peligrosos ante una erupción subpliniana (IEV 3-4), debido que las isolíneas de probabilidad alcanzas poblados dispuestos directamente al E-SE, en conjunto a atractivos turísticos como termas y centros de sky dispuestos en faldas de estos volcanes (Lonquimay y Villarrica principalmente), evaluando una probabilidad para ~10 cm de tefra; probabilidades que se ven aumentadas si se considera acumulaciones de 1 cm.

8.3. PBVs y método comparativo

La falta de registros con mayor detalle para proyectiles balísticos en los volcanes en estudio, ya sea por una escasa a baja actividad eruptiva o poca recurrencia de estos fenómenos volcánicos, hace necesaria una recopilación de distancias alcanzadas en otros volcanes en el mundo (Subcapítulo 5.2.) mediante la cual, a través de comparaciones de alturas y características composicionales de los volcanes involucrados, se pueda definir rangos de explosividad (IEV) y radios posibles a ser afectados por caída de PBVs.

Las zonas de alta probabilidad para caída de PBVs se definen dentro de un radio de 4 (registros en vn. Villarrica) a 5 km para los volcanes de este trabajo (Subcapítulo 5.3.). Los registros más distales son descritos para depósitos de caída en conjunto a bombas eyectadas a distancias de ~13 km desde la cima para el vn. Mocho-Choshuenco (Rawson *et al.*, 2015), destacando a este volcán como uno de los más explosivos evaluado en este análisis.

8.4. Zonificación e integración de curvas probabilísticas para tefra

Las curvas probabilísticas obtenidas para cada escenario modelado son clasificadas y transformadas en áreas de bajo ([5-30%]), medio ([30%-70%]) y alto peligro ([70% a 100%]), a las cuales se les asigna un puntaje de peligro total según diversos aspectos definidos por la metodología propuesta para la integración de peligros volcánicos. En general, los dos escenarios

propuestos presentan valores en la integración (Subcapítulo 6.2.) para “alcance zonal” y “potencial de impacto” iguales, pero en el aspecto de “recurrencia” es donde varían los puntajes de las áreas definidas según los rangos de probabilidad (en cada escenario), y se distribuye de forma lineal en el aspecto de “ocurrencia” como se explica en el Subcapítulo 6.2., de tal manera que las áreas que encierran a las probabilidades cercanas a la fuente de emisión sean más propensas a ser afectadas (mayor puntaje total).

8.5. Integración de peligros: puntajes y distribución

Los valores más altos de los puntajes totales en las tablas de integración de peligros para todos los volcanes en estudio son dominados por corrientes de densidad piroclástica (hasta 117 pts), debido principalmente al alto impacto y recurrencia que presenta este fenómeno volcánico (Subcapítulo 6.3.), seguido de algunas zonas afectadas por caída de PBVs y lahares; en contraste, los menores valores son atribuidos a las zonas afectadas por caída de tefra debido al bajo impacto que presenta. Sin embargo, el mayor porcentaje de área total afectada por algún fenómeno volcánico es ampliamente dominado por caída de tefra (Subcapítulos 6.4. y 6.5.), alcanzando valores de hasta ~50-60% del total del área afectada por algún peligro volcánico (Figuras 6.7. y 7.5.).

8.6. Mapas de peligro integrado

Los resultados de los mapas de peligro integrado presentados en el Subcapítulo 6.5. muestran un claro contraste entre los volcanes Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco, versus los volcanes Callaqui y Tolhuaca; esto se debe principalmente a que el primer grupo presenta un mayor registro eruptivo y recurrencia explosiva en comparación al segundo grupo. Los valores finales ponderados de las zonas traslapadas muestran lo anterior y se reflejan en las coloraciones de los mapas, las que representan la categorización de los valores de peligro ponderado total. El ranking de máximo peligro alcanzados es: 1) Llaima-220,1 pts; 2) Villarrica-212,6 pts; 3) Mocho-Choshuenco-198 pts; y 4) Lonquimay-190,1 pts; mientras que los menores valores son obtenidos por los volcanes Callaqui (111,7 pts) y Tolhuaca (67,9 pts), los cuales no alcanzan a catalogar valores de “muy alto peligro”, y “alto peligro” en el caso de Tolhuaca.

Altos valores de peligro y el podio de los más peligros era esperable en este análisis para los volcanes Llaima y Villarrica, sin embargo, el vn. Mocho-Choshuenco surge como un potencial peligro para las zonas aledañas, lo que lo convierte en un candidato para destinar mayores recursos e investigaciones que ayuden a implementar planes de emergencia y estrategias de divulgación de información de peligros volcánicos para este volcán, donde existen varios poblados como Neltume, Choshuenco y Pto. Fuy, expuestos a diversos fenómenos volcánicos que podrían generar escenarios catastróficos en un futuro.

8.7. Metodología integrativa y propuesta a futuro

La metodología utilizada en este trabajo y en otros estudios paralelos incorporados en este (Jorquera, 2018; Álvarez, en prep.), muestran que es eficaz y de fácil aplicación, lo que la posiciona como una opción para el análisis de otros volcanes. La generación de diversos productos (zonificación, tablas de integración de peligros, matrices, curvas de peligro y mapas integrados) ayuda a dar un mejor entendimiento de los fenómenos volcánicos y sus posibles desarrollos ante una emergencia volcánica futura.

A medida del desarrollo de este trabajo, se tuvo conciencia de la imperante necesidad de investigaciones para diversos fenómenos vagamente analizados en estos volcanes, como lo son la caída de tefra y PBVs, sobre todo para los volcanes Callaqui y Tolhuaca. Estudios y la divulgación de este conocimiento científico es esencial para terminar con la malinterpretación y desinformación de las comunidades que conviven día a día con volcanes activos y sus fenómenos.

9. REFERENCIAS

ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M.A. 2003. Física de proyectiles balísticos volcánicos y delimitación de zonas de peligro por su impacto. Tesis para obtener el título de Físico. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias (Inédito): 125 pp. Ciudad de México.

ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M.A.; DELGADO-GRANADOS, H. & DINGWELL, D.B. 2012. Hazard map for volcanic ballistic impacts at Popocatepetl volcano (Mexico). *Bulletin of volcanology*. Vol. **74** (9): 2155-2169 pp.

ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M.A.; DELGADO-GRANADOS, H. & FARRAZ-MONTES, I.A. 2006. Hazard zoning for ballistic impact during volcanic explosions at Volcán de Fuego de Colima (Mexico). *Geological Society of America Special Papers*. N° **402**: 209-216 pp.

ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M.A.; MORALES-IGLESIAS, H.; RAMOS-HERNÁNDEZ, S.G.; JON-SELVAS, J. & JIMÉNEZ-AGUILAR, J.M. 2016. Hazard zoning for volcanic ballistic impacts at El Chichón Volcano (Mexico). *Natural Hazards*. Vol. **81** (3): 1733-1744 pp.

ÁLVAREZ, N. en prep. Evaluación del peligro de inundación por lahares en los volcanes Callaqui, Llaima, Lonquimay, Mocho-Choshuenco, Tolhuaca y Villarrica, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 166 pp. Concepción.

ARANCIBIA, R. 2006. Plan de Desarrollo Comunal de Alto Biobío. Municipalidad de Alto Biobío (Inédito): 377 pp. Alto Biobío.

ARMIENTI, P.; MACEDONIO, G. & PARESCHI, M.T. 1988. A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: Applications to May 18, 1980, Mount St. Helens eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **93** (B6): 6463-6476 pp.

BEBBINGTON, M.; CRONIN, S.J.; CHAPMAN, I. & TURNER, M.B. 2008. Quantifying volcanic ash fall hazard to electricity infrastructure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **177** (4): 1055-1062 pp.

BERTIN, D.; AMIGO, Á. & BERTIN, L. 2015. Erupción del volcán Villarrica 2015: Productos emitidos y volumen involucrado. Congreso Geológico Chileno N°14. Actas **2**: 249-252. La Serena.

BIASS, S.; BONADONNA, C.; CONNOR, L. & CONNOR, C. 2016a. TephraProb: a Matlab package for probabilistic hazard assessments of tephra fallout. *Journal of Applied Volcanology*. Vol. **5** (1): 1-16 pp.

BIASS, S.; BONADONNA, C.; CONNOR, L. & CONNOR, C. 2016b. TephraProb, User Manual. 18 pp.

BIASS, S.; BONADONNA, C.; DI TRAGLIA, F.; PISTOLESI, M.; ROSI, M. & LESTUZZI, P. 2016c. Probabilistic evaluation of the physical impact of future tephra fallout events for the Island of Vulcano, Italy. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **78**: (5). 37 pp.

BIASS, S.; SCAINI, C.; BONADONNA, C.; FOLCH, A.; SMITH, K. & HÖSKULDSSON, A. 2014. A multi-scale risk assessment for tephra fallout and airborne concentration from multiple Icelandic volcanoes—Part 1: Hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. **14** (8): 2265-2287 pp.

BIASS, S.; TODDE, A.; CIONI, R.; PISTOLESI, M.; GESHI, N. & BONADONNA, C. 2017. Potential impacts of tephra fallout from a large-scale explosive eruption at Sakurajima volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **79** (73): 24 pp.

BLONG, R.J. 1984. Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of eruptions. Academic Press. Sydney, Australia.

BONADONNA, C. & COSTA, A. 2013. Plume height, volume, and classification of explosive volcanic eruptions based on the Weibull function. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **75** (8): 1-19 pp.

BONADONNA, C. & HOUGHTON, B.F. 2005. Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **67** (5): 441-456 pp.

BONADONNA, C. & PHILLIPS, J.C. 2003. Sedimentation from strong volcanic plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **108** (B7): 28 pp.

BONADONNA, C.; CIONI, R.; PISTOLESI, M.; ELISSONDO, M. & BAUMANN, V. 2015b. Sedimentation of long-lasting wind-affected volcanic plumes: the example of the 2011 rhyolitic Cordón Caulle eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **77** (2): 1-19 pp.

BONADONNA, C.; CONNOR, C. B.; HOUGHTON, B. F.; CONNOR, L.; BYRNE, M.; LAING, A. & HINCKS, T. K. 2005. Probabilistic modeling of tephra dispersal: Hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **110**: (B3). 21 pp.

BONADONNA, C.; COSTA, A.; FOLCH, A. & KOYAGUCHI, T. 2015a. Tephra dispersal and sedimentation. En *The Encyclopedia of Volcanoes*, 2nd edition (Sigurdson, H. editor). Academic Press. 587-597 pp. San Diego.

BONADONNA, C.; ERNST, G.G.J. & SPARKS, R.S.J. 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **81** (3-4): 173-187 pp.

BONADONNA, C.; MAYBERRY, G.; CALDER, E.; SPARKS, R.; CHOUX, C., JACKSON, P., LEJEUNE, A., LOUGHLIN, S., NORTON, G., ROSE, W.I.; RYAN, G. & YOUNG, S. 2002. Tephra fallout in the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 To 1999* (Druitt T., Kokelaar B., editors). Geological Society. Vol. **21**: 483-516 pp. Londres.

BONO, L. 2014. Modelación de los lahares del volcán Villarrica en el sector de Pucón, Región de La Araucanía. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 126 pp. Santiago.

BRANCA, S. & DEL CARLO, P. 2005. Types of eruptions of Etna Volcano AD 1670-2003: implications for short-term eruptive behaviour. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **67** (8): 732-742 pp.

BREARD, E.C.P.; LUBE, G.; CRONIN, S.J.; FITZGERALD, R.; KENNEDY, B.; SCHEU, B. & MOEBIS, A. 2014. Using the spatial distribution and lithology of ballistic blocks to interpret eruption sequence and dynamics: August 6 2012 Upper Te Maari eruption, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **286**: 373-386 pp.

BUSTAMANTE, A. 2013. Dispersión de tefra de erupciones explosivas holocenas del Complejo Volcánico Lonquimay, Región de la Araucanía, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 138 pp. Santiago.

CAREY, S. & BURSİK, M. 2015. Volcanic plumes. The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd edition (Sigurdson, H. editor). Academic Press. 571-585 pp. San Diego.

CAREY, S. & SPARKS, R.S.J. 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **48** (2-3): 109-125 pp.

CASHMAN, K.V. & SCHEU, B. 2015. Magmatic fragmentation. En The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd edition (Sigurdson, H. editor). Academic Press. 459-471 pp. San Diego.

CASTRO, J.M.; SCHIPPER, C.I.; MUELLER, S.P.; MILITZER, A.S.; AMIGO, A.; PAREJAS, C.S.; & JACOB, D. 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **75** (4): 17 pp.

CASTRUCCIO, A. 2008. Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el Volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el Volcán Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. Tesis de Magister. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 177 pp. Santiago.

CASTRUCCIO, A.; CLAVERO, J.; SEGURA, A.; SAMANIEGO, P.; ROCHE, O.; LE PENNEC, J.L. & DROGUETT, B. 2016. Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*. Vol. **78** (9): 1-19 pp.

CIONI, R.; PISTOLESI, M. & ROSI, M. 2015. Plinian and subplinian eruptions. En The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd edition (Sigurdson, H. editor). Academic Press: 519-535 pp. San Diego.

CLARKE, A.B.; ESPOSTI, O. & BELOUSOV, A. 2015. Vulcanian eruptions. En The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd edition (Sigurdson, H. editor). Academic Press. 506-518 pp. San Diego.

CLAVERO, J. & MORENO, H. 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25' S. Congreso Geológico Chileno N° 7. Actas **1**: 250-254. Concepción.

CLAVERO, J. & MORENO, H. 2004. Evolution of Villarrica volcano. Villarrica Volcano (39,5° S), Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° **61**: 17-27.

COLLINI, E.; OSORES, M.A.; FOLCH, A.; VIRAMONTE, J.G.; VILLARROSA, G. & SALMUNI, G. 2012. Volcanic ash forecast during the June 2011 Cordón Caulle eruption. *Natural Hazards*. Vol. **66** (2): 389-412 pp.

CONNOR L.J. & CONNOR C.B. 2006. Inversion is the key to dispersion: understanding eruption dynamics by inverting tephra fallout. En Statistics in Volcanology (Mader, H., Coles, S. C., Connor, C. B., & Connor, L. J., editores). Geological Society of London: 231-242 pp. Londres.

CONNOR, C.B.; CONNOR, L.J.; BONADONNA, C.; LUHR, J.; SAVOV, I. & NAVARRO-OCHOA, C. 2019. Modelling Tephra Thickness and Particle Size Distribution of the 1913 Eruption of Volcán de Colima, Mexico. Volcán de Colima, Active Volcanoes of the World (Varley N., Connor C., Komorowski JC., editores). Springer. Vol. **8**: 81-110 pp. Berlín, Heidelberg.

CONNOR, C.B.; HILL, B.; WINFREY, B.; FRANKLIN, N. & LA FEMINA, P. 2001. Estimation of volcanic hazards from tephra fallout. *Natural Hazards Review*: Vol. **2** (1): 33-42 pp.

COSTA, A.; PIOLI, L. & BONADONNA, C. 2016. Assessing tephra total grain-size distribution: Insights from field data analysis. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **443**: 90-107 pp.

COSTANTINI, L.; PIOLI, L.; BONADONNA, C.; CLAVERO, J. & LONGCHAMP, C. 2011. A late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica volcano, Southern Andes: the Chaimilla deposit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **200** (3): 143-158.

CRANDELL, D.R.; BOOTH, B.; KASUMADINATA, K.; SHIMOZURU, D.; WALKER, G.P. L. & WESTERCAMP, D. 1984. Source-book for volcanic-hazards zonation. United Nations Educational: 92 pp. Chartres.

DEE, D.P.; UPPALA, S.M.; SIMMONS, A.J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A.C.M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A.J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S.B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E.V.; ISAKSEN, L.; KÅLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A.P.; MONGE-SANZ, B.M.; MORCRETTE, J.J.; PARK, B.K.; PEUBEY, C.; DE ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.N. & VITART, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. **137** (656): 553-597 pp.

ELISSONDO, M.; BAUMANN, V.; BONADONNA, C.; PISTOLESI, M.; CIONI, R.; BERTAGNINI, A.; BIASS, S.; HERRERO J.C. & GONZALEZ R. 2016. Chronology and

impact of the 2011 Cordón Caulle eruption, Chile. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. **16** (3): 675-704 pp.

ERNST, G.G.; SPARKS, R.S.J.; CAREY, S.N. & BURSIK, M.I. 1996. Sedimentation from turbulent jets and plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **101** (B3): 5575-5589 pp.

EULA-CHILE Centro de Ciencias Ambientales. 2017. Estudio de Riesgos Volcán Mocho-Choshuencho. Informe Final, Etapa N° 2. Universidad de Concepción (Inédito): 111 pp. Concepción.

EULA-CHILE Centro de Ciencias Ambientales. 2018. Estudio de Identificación de Riesgos en la Comuna de Curacautín. Informes de avance, Etapa N° 2. Universidad de Concepción (Inédito): 486 pp. Concepción.

EWERT, J.W.; GUFFANTI, M. & MURRAY, T.L. 2005. An assessment of volcanic threat and monitoring capabilities in the United States: Framework for a National Volcano Early Warning System. U.S. Geological Survey. 62 pp.

FAGENTS, S.A. & WILSON, L. 1993. Explosive volcanic eruptions-VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophysical Journal International*. Vol. **113** (2): 359-370 pp.

FERRÉS, D.; DELGADO-GRANADOS, H.; GUTIÉRREZ, R.E.; FARRAZ, I.A.; HERNÁNDEZ, E.W.; PULLINGER, C.R. & ESCOBAR, C.D. 2013. Explosive volcanic history and hazard zonation maps of Boquerón Volcano (San Salvador volcanic complex, El Salvador), en Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards (Rose, W.I.; Palma, J.L.; Delgado-Granados, H. & Varley, N. editores). *Geological Society of America Special Paper*. N° **498**: 201-230 pp.

FLORES, F. 2014. Análisis cuantitativo del riesgo de inundación por lahares en el Volcán Villarrica: Métodos integrados de peligro y vulnerabilidad para la ciudad de Pucón, Centro Sur de Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 183 pp. Santiago.

FUENTES, C. 2009. Interpretación Geoquímica de las rocas extrusivas del Volcán Callaqui (37°55'S y 71°27'W) Zona Volcánica Sur Central, Región del BíoBío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 72 pp. Concepción.

GARDEWEG, M. & SELLÉS, D. 2010. Los volcanes Chanchán y el Grupo Volcánico Fui: volcanes monogenéticos al norte del CV Mocho-Choshuencho, Región de los Ríos, sur de Chile. AURUM Consultores-Servicios Geológicos y Mineros Ltda: (Inédito) 3 pp. Santiago.

GARDNER, C.A.; SCOTT, K.M.; MILLER, C.D.; MYERS, B.; HILDRETH, W. & PRINGLE, P.T. 1995. Potential volcanic hazards from future activity of Mount Baker, Washington. *U.S. Geological Survey Open-File Report*. No. 95-498. 16 pp.

GHO, R. 2013. Determinación de parámetros eruptivos de flujos de lava del Complejo Volcánico Lonquimay (38°S), Andes del Sur. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 123 pp. Santiago.

GILBERT, D.; FREUNDT, A.; KUTTERLOF, S. & BURKET, C. 2012. Post-glacial time series of explosive eruptions and associated changes in the magma plumbing systems of Lonquimay volcano, south central Chile. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **103**, (7): 2043-2062.

GLOBAL VOLCANISM PROGRAM. 2013. Volcanoes of the World, v. 4.7.7. Venzke, E (ed.). *Smithsonian Institution*. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto geográfico militar: 635 pp. Santiago.

HACKETT, W.R. & HOUGHTON, B.F. 1989. A facies model for a Quaternary andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of volcanology*. Vol. **51** (1): 51-68 pp.

HICKEY-VARGAS, R.; ROA, H.M.; ESCOBAR, L.L. & FREY, F.A. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5 S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol **103**, (3): 361-386.

HOBLITT, R.P.; WALDER, J.S.; DRIEDGER, C.L.; SCOTT, K.M.; PRINGLE, P.T. & VALLANCE, J.W. 1998. Volcano hazards from Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey Open-File Report*. N° **98-428**. 11 pp.

HOUGHTON, B. & CAREY, R.J. 2015. Pyroclastic fall deposits. En *The Encyclopedia of Volcanoes*, 2nd edition (Sigurdson, H. editor). Academic Press. 599-616 pp. San Diego.

HOUGHTON, B.F. & GONNERMANN, H.M. 2008. Basaltic explosive volcanism: constraints from deposits and models. *Chemie der Erde-Geochemistry*. Vol. **68** (2): 117-140 pp.

HURST, A.W. & TURNER, R. 1999. Performance of the program ASHFALL for forecasting ashfall during the 1995 and 1996 eruptions of Ruapehu volcano. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. **42** (4): 615-622 pp.

INMAN, D.L. 1952. Measures for Describing the Size Distribution of Sediments. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **22** (3): 125-145 pp.

JENKINS, S.F.; WILSON, T.M.; MAGILL, C.; MILLER, V.; STEWART, C.; BLONG, R.; MARZOCCHI, W.; BOULTON, M.; BONADONNA, C. & COSTA, A. 2015. Volcanic ash fall hazard and risk. En *Global volcanic hazards and risk* (ed. Loughlin S.C.; Spark, S.; Brown S.K.; Jenkins S.F. & Vye-Brown C.). Cambridge University Press. 173-222 pp.

JORQUERA, C. 2018. Análisis de peligro volcánico por flujos de lava y corrientes de densidad piroclástica en los estratovolcanes activos Callaqui, Llaima, Lonquimay, Tolhuaca, Villarrica y

Mocho-Choshuencho, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 187 pp. Concepción.

KALNAY, E.C.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G. & WOOLLEN, J. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. **77** (3): 437-472 pp.

KILGOUR, G.; MANVILLE, V.; DELLA PASQUA, F.; GRAETTINGER, A.; HODGSON, K.A. & JOLLY, G.E. 2010. The 25 September 2007 eruption of Mount Ruapehu, New Zealand: directed ballistics, surtseyan jets, and ice-slurry lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **191** (1-2): 1-14 pp.

KOBAYASHI, T. & OKUNO, M. 2003. The mode of eruptions and their tephra deposits. *Global Environmental Research*. Vol. **6** (2): 29-36 pp.

LARA, L. 2004. Villarica Volcano (39,5° S), Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° **6**: 5-12 pp. Santiago.

LARA, L.; CLAVERO, J.; HINOJOSA, M.; HUERTA, S.; WALL, R. & MORENO, H. 2006. NVEWS-CHILE: Sistema de Clasificación semicuantitativa de la vulnerabilidad volcánica. En Congreso Geológico Chileno. N° **11**: 487-490 pp. Antofagasta.

LESCINSKY, D.T. & SISSON, T.W. 1998. Ridge-forming, ice-bounded lava flows at Mount Rainier, Washington. *Geology*. Vol. **26** (4): 351-354 pp.

LINDSAY, J.M. & ROBERTSON, R.E. 2018. Integrating volcanic hazard data in a systematic approach to develop volcanic hazard maps in the Lesser Antilles. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **6** (42): 17 pp.

MAENO, F.; NAKADA, S.; NAGAI, M. & KOZONO, T. 2013. Ballistic ejecta and eruption condition of the vulcanian explosion of Shinmoedake volcano, Kyushu, Japan on 1 February, 2011. *Earth, Planets and Space*. Vol. **65** (6): 12 pp.

MANVILLE, V.; HODGSON, K.A.; HOUGHTON, B.F. & WHITE, J.D.L. 2000. Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at an active snow-capped stratovolcano, Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **62** (4-5): 278-293 pp.

MARTI, J.; SPENCE, R.; CALOGERO, E.; ORDOÑEZ, A.; FELPETO, A. & BAXTER, P. 2008. Estimating building exposure and impact to volcanic hazards in Icod de los Vinos, Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **178** (3): 553-561 pp.

MARZANO, F.S.; CORRADINI, S.; MEREU, L.; KYLLING, A.; MONTOPOLI, M.; CIMINI, D.; MERUCCI, L. & STELITANO, D. 2018. Multisatellite Multisensor Observations of a Sub-Plinian Volcanic Eruption: The 2015 Calbuco Explosive Event in Chile. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. **56** (5): 2597-2612 pp.

MELLA, M.; MORENO, H.; VERGÉS, A.; QUIROZ, D.; BERTIN, L.; BASUALTO, D.; BERTIN, D. & GARRIDO, N. 2015. Productos volcánicos, impactos y respuesta a la emergencia del ciclo eruptivo abril-mayo (2015) del volcán Calbuco. XIV Congreso Geológico Chileno: 98-101 pp. La Serena.

MILLER, C.D. 1980. Potential hazards from future eruptions in the vicinity of Mount Shasta Volcano, Northern California. *U.S. Geological Survey Bulletin*. No. **1503**. 43 pp.

MORENO, H. & CLAVERO, J. 2006. Geología del volcán Villarrica, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° **98**: 35 pp. Santiago.

MORENO, H. & FUENTEALBA, G. 1994. The May 17-19 1994 Llaima volcano eruption, southern Andes (38°42'S-71°44'W). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **21**, (1): 167-171 pp.

MORENO, H. & GARDEWEG, M.C. 1989. La Erupción reciente del Complejo Volcánico Lonquimay (diciembre 1988) Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **16**, (5): 93-117.

MORENO, H. & LAHSEN, A. 1987. El volcán Callaqui: ejemplo de un volcanismo fisural en los Andes del Sur (Chile, 38 LS). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **42**: 1-8.

MORENO, H. & LARA, L. 2007. Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos. Escala 1:50.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° **107**: 31 pp. Santiago.

MORENO, H. & NARANJO, J.A. 2003. Mapa de Peligros del Volcán Llaima. Escala 1:75.000. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Ambiental Servicio Nacional de Geología y Minería. N° **7**. Santiago.

MORENO, H. & NARANJO, J.A. 2006. Peligros del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de Los Lagos. Escala 1:50.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental Servicio Nacional de Geología y Minería. N° **9**. Santiago.

MORENO, H. & TOLOZA, V. 2015. The large tephra fall deposits related to the ca. 3.500 BP Pucón eruption: an unexpected revelation, Villarrica volcano, Southern Andes 39.4 S, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 14. Vol. **1**: 570-573 pp. La Serena.

MORENO, H. 1992. Estudio preliminar del Riesgo Volcánico del área de Ralco. INGENDESA (Inédito): 118p.

MORENO, H. 1993. Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo volcánico, regiones IX y X, 39 25' S. Informe Final Proyecto FONDECYT (Inédito): 112 pp. Santiago.

MORENO, H. 2000. Mapa de Peligros del Volcán Villarrica, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Escala 1:75.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° **17**. Santiago.

MORENO, H.; CLAVERO, J. & LARA, L. 1994. Actividad explosiva postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S). Actas VII Congreso Geológico Chileno. No 7. 329-333. Concepción.

MORENO, H.; NARANJO, J.A.; PEÑA, P.; MUÑOZ, J.; BASUALTO, D.; DELGADO, C.; GALLEGOS, C.; DUNGAN, M. & BOUVET DE MAISONNEUVE, C. 2009. El ciclo eruptivo 2007-2009 del Volcán Llaima, Andes del sur. Congreso Geológico Chileno N° 12. Acta 3: 1-4. Santiago.

MORENO, H.; THIELE, R.; LAHSEN, A.; VALERA, J.; LÓPEZ, L. & VERGARA, M. 1985. Geocronología de las rocas cuaternarias de los Andes del Sur entre las latitudes 37° y 38°S, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 40, (3-4): 297-299. Buenos Aires.

MORENO, H.; THIELE, R.; LAHSEN, A.; VARELA, J. & LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1984. Estudio del volcán Callaqui: Geología y riesgo volcánico. ENDESA-Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica (Inédito): 175 pp. Santiago.

MORRISSEY, M. & MASTIN, L. 2000. Vulcanian eruptions. En *The encyclopedia of volcanoes* (Sigurdson, H. editor). Academic press. 463-475 pp. San Diego.

MULLINEAUX, D.R. 1974. Pumice and other pyroclastic deposits in Mount Rainier National Park, Washington. US Geological Survey Bulletin. Vol. 1326: 83 pp.

MURROW, P.J.; ROSE, W.I. & SELF, S. 1980. Determination of the total grain size distribution in a vulcanian eruption column, and its implications to stratospheric aerosol perturbation. *Geophysical Research Letters*. Vol. 7 (11): 893-896 pp.

MYMA, 2012. Estudio de Impacto Ambiental. Consultora Minería & Medio Ambiente “Proyecto Central Geotérmica Curacautín” (Inédito): 299 pp. Santiago.

NARANJO, J.A. & MORENO, H. 1991. Actividad Explosiva Postglacial en el Volcán Llaima, Andes del Sur, 38°45'S. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 18, (1): 69-80.

NARANJO, J.A. & MORENO, H. 2004. Laharic debris-flows from Villarrica Volcano. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 28: 38 pp. Santiago.

NARANJO, J.A. & MORENO, H. 2005. Geología del Volcán Llaima, Región de la Araucanía. Escala 1:50.000. Carta geológica de Chile. Serie Geología Básica. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° 88: 33 pp. Santiago.

NARANJO, J.A. & STERN, C.R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 31 (2): 224-240 pp.

NARANJO, J.A.; MORENO, H.; POLANCO, E. & YOUNG, S. 2000. Mapa de Peligros de los Volcanes del Alto Biobío, Regiones del Biobío y La Araucanía. Mapa a escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° 15. Santiago.

NARANJO, J.A.; SINGER, B.S.; JICHA, B.R.; MORENO, H. & LARA, L.E. 2017. Holocene tephra succession of Puyehue-Cordón Caulle and Antillanca/Casablanca volcanic complexes, southern Andes (40–41 S). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **332**: 109-128 pp.

NAVARRETE, P. 2017. Volcán Llaima: antecedentes, amenaza volcánica y evaluación de la gestión del riesgo. Memoria para optar al Título de Geógrafa. Universidad de Chile (Inédito): 189 pp. Santiago.

NEWHALL, C.G. & SELF, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. Vol. **87** (C2): 1231-1238pp.

PARDO, N.; CRONIN, S. J.; NÉMETH, K.; BRENNAN, M.; SCHIPPER, C. I.; BREARD, E.; WHITE, J.D.L.; PROCTER, J.; STEWART, B.; AGUSTÍN-FLORES, J.; MOEBIS, A.; ZERNACK, A.; KERESZTURI, G.; LUBE, G.; AUER, A.; NEALL, V. & WALLACE, C. 2014. Perils in distinguishing phreatic from phreatomagmatic ash; insights into the eruption mechanisms of the 6 August 2012 Mt. Tongariro eruption, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **286**: 397-414 pp.

PAREJAS, C.S.; DRUITT, T.H.; ROBIN, C.; MORENO, H. & NARANJO, J.A. 2010. The Holocene Pucón eruption of Volcán Villarrica, Chile: deposit architecture and eruption chronology. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **72** (6): 677-692 pp.

PARFITT, E.A. 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **134** (1-2): 77-107 pp.

PARRA, J. & FIGUEROA, D. 1999. Aplicación de un modelo de advección-difusión para dispersión de ceniza volcánica: erupción volcán Hudson (1991), Chile. *Revista Mexicana de Física*. Vol. **45** (5): 466-471 pp.

PEDREROS, G.A. 2014. Modelación del ascenso magmático en el conducto superior del volcán Navidad durante la erupción 1988-1990, Andes del Sur, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 113 pp. Santiago.

PETIT-BREUILH, M.E. & LOBATO, J. 1994. Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38-39 LS). Congreso Geológico Chileno N° 7. Acta: 3. 366-370. Concepción.

PETIT-BREUILH, M.E. 2004. La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX): El Modelo Chileno. Cabildo insular de Lanzarote: 431 pp. Madrid.

PIOLI, L.; SCALISI, L.; COSTANTINI, L.; DI MURO, A.; BONADONNA, C. & CLAVERO, J. 2015. Explosive style, magma degassing and evolution in the Chaimilla eruption, Villarrica volcano, Southern Andes. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **77** (11): 14 pp.

PISTOLESI, M.; CIONI, R.; BONADONNA, C.; ELISSONDO, M.; BAUMANN, V.; BERTAGNINI, A.; CHIARI, L.; GONZALES, R.; ROSI, M. & FRANCALANCI, L. 2015. Complex dynamics of small-moderate volcanic events: the example of the 2011 rhyolitic Cordón Caulle eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 77 (1): 24 pp.

POLANCO, E. & NARANJO, J.A. 2008. Colapso holoceno en el volcán Callaqui (37°55'S), Andes del Sur. Actas XVII Congreso Geológico Argentino: 1157-1158 pp. Jujuy.

POLANCO, E. 1998. Volcanismo explosivo postglacial en la cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'-38°30'). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 107 pp. Santiago.

POLANCO, E. 2010. Volcanoestratigrafía, geoquímica y peligro volcánico del Volcán Lonquimay (38°30'S), Andes del Sur (Chile). Tesis de Doctorado. Universidad de Barcelona (Inédito): 256 pp. Barcelona.

POLANCO, E.; NARANJO, J.A.; YOUNG, S. & MORENO, H. 2000. Volcanismo Explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'-38°30'S). Actas IX Congreso Geológico Chileno. No. 9: 59-61. Puerto Varas.

PYLE, D.M. 2000. Sizes of volcanic eruptions. Encyclopedia of Volcanoes (Sigurdson, H. editor), Academic Press. Vol 1: 263-269 pp. San Diego.

RAWSON, H.; NARANJO, J.A.; SMITHS, V.; FONTIJN, K.; PYLE, D.M.; MATHER, T.A. & MORENO, H. 2015. The frequency, and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 299: 103-129 pp.

RIVERA, A.; ZAMORA, R.; URIBE, J.; WENDT, A.; OBERREUTER, J.; CISTERNAS, S.; GIMENO, F. & CLAVERO, J. 2014. Recent changes in total ice volume on Volcán Villarrica, Southern Chile. *Natural Hazards*. 23 pp.

RODRÍGUEZ, F. 2015. Geología estructural en torno al volcán Llaima: El sistema de fallas Liquiñe-Ofqui y su relación con la actividad volcánica reciente zona volcánica sur, Región de la Araucanía, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 129 pp. Concepción.

ROMERO, J. E., VERA, F., POLACCI, M., MORGAVI, D., ARZILLI, F., ALAM, M. A., BUSTILLOS, J., GUEVARA, A., JOHNSON, J. B., PALMA, J. L., BURTON, M., KELLER, W. 2018. Tephra from the 3 of March 2015 lava fountain at Villarrica volcano (Chile). *Frontiers in Earth Science*. Vol. 6 (98).

ROMERO, J.; BUSTILLOS, J. & VIRAMONTE, J. 2015. Los depósitos de caída de tefra: Una breve revisión sobre su cuantificación y análisis para la clasificación de erupciones volcánicas explosivas, con ejemplos Latinoamericanos. *Pyroclastic Flow*. Vol. 5 (1): 1-33 pp.

ROMERO, J.; KELLER, W. & MARFULL, V. 2014. Short chronological analysis of the 2007-2009 eruptive cycle and its nested cones formation at Llaima volcano. *Journal of Technological Possibilism*. Vol. 2, (3): 1-9 pp.

ROMERO, J.; KELLER, W.; DÍAZ-ALVARADO, J.; POLACCI, M. & INOSTROZA, F. 2016. The 3 March 2015 Eruption of Villarrica Volcano, Southern Andes of Chile: Overview of deposits and impacts. Encuentro del International Center for Earth Science (E-ICES) N° 11. Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo. *Poster*. Mendoza. DOI: 10.13140/RG.2.1.3575.1286.

ROMERO, J.E.; KELLER, W. & MARFULL, V. 2013. Short chronological analysis of the 2007-2009 eruptive cycle and its nested cones formation at Llaima volcano. *Journal of Technological Possibilism*. Vol. 2 (3): 1-9 pp.

ROSE, W.; SELF, S.; MURROW, P.J.; BONADONNA, C.; DURANT, A.J. & ERNST, G.G. 2007. Nature and significance of small volume fall deposits at composite volcanoes: insights from the October 14, 1974 Fuego eruption, Guatemala. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 9 (70): 1043-1067 pp.

SALAS, A. 2014. Dinámica de flujos laháricos e híbridos, flanco norte del volcán Llaima, Zona Volcánica Sur de los Andes, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 154 pp. Santiago.

SCOLLO, S., DEL CARLO, P., & COLTELLI, M. 2007. Tephra fallout of 2001 Etna flank eruption: analysis of the deposit and plume dispersion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 160 (1-2): 147-164 pp.

SCOLLO, S.; TARANTOLA, S.; BONADONNA, C.; COLTELLI, M. & SALTELLI, A. 2008. Sensitivity analysis and uncertainty estimation for tephra dispersal models. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 113 (B6): 17 pp.

SCOTT, W.E.; PIERSON, T.C.; SCHILLING, S.P.; COSTA, J. E.; GARDNER, C.A.; VALLANCE, J.W. & MAJOR, J.J. 1997. Volcano hazards in the Mount Hood region, Oregon. *US Geological Survey Open-File Report*. Vol. 97, (89): 14.

SELF, S.; WILSON, L. & NAIRN, I.A. 1979. Vulcanian eruption mechanisms. *Nature*. Vol. 277: 440-443 pp.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA (SERNAGEOMIN). 2015. Ranking de los 90 volcanes más activos de Chile. <http://sitiohistorico.sernageomin.cl/archivos/Ranking-de-Volcanes.pdf>.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA (SERNAGEOMIN). 2017. Ficha Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle. http://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2017/11/4_Puyehue-Cordón-Caulle.pdf.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (SERNAGEOMIN). 2019. Red Nacional de Vigilancia Volcánica. <http://www.sernageomin.cl/red-nacional-de-vigilancia-volcanica/>.

SIELFELD, G. 2008. Cordón fisural Callaqui: Antecedentes tectónicos de la naturaleza y geometría del volcanismo fisural en el volcán Callaqui, Zona Volcánica Sur, Región del Bío-Bío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 87 pp. Concepción.

SIMKIN, T. & SIEBERT, L. 1994. Volcanoes of the World, 2nd edition. Geoscience Press: 349 pp. Tucson, Arizona.

SISSON, T.W. & VALLANCE, J.W. 2009. Frequent eruptions of Mount Rainier over the last ~2,600 years. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **71** (6): 595-618 pp.

SMITHSONIAN INSTITUTION. 2001. Masaya tourists experience a brief, bomb-charged 23 April 2001 explosion: no fatalities. *Bulletin Global Volcanism Network*. Vol. **26** (4).

SMITHSONIAN INSTITUTION. 2003. Stromboli. Strong explosion on 5 April covers much of the summit in pyroclastic deposits. *Bulletin Global Volcanism Network*. Vol. **28** (4).

SPARKS, R.S.J.; BURSIK, M.I.; ABLAY, G.J.; THOMAS, R.M.E. & CAREY, S.N. 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **54** (8): 685-695 pp.

SPENCE, R.J.S.; KELMAN, I.; BAXTER, P.J.; ZUCCARO, G. & PETRAZZUOLI, S. 2005. Residential building and occupant vulnerability to tephra fall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. **5** (4): 477-494 pp.

SUÁREZ, M. & EMPARÁN, C. 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Biobío. Carta Geológica de Chile, 1: 250 000. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° **71**: 105 pp. Santiago.

SUZUKI, T. 1983. A theoretical model for dispersion of tephra. Arc Volcanism, Physics and Tectonics (Shimozuru, D., Yokoyama, I., eds). 95-113 pp.

TADDEUCCI, J.; EDMONDS, M.; HOUGHTON, B.; JAMES, M.R. & VERGNIOLE, S. 2015. Hawaiian and Strombolian eruptions. En *The Encyclopedia of Volcanoes*, 2nd edition (Sigurdson, H. editor). Academic Press. 485-503 pp. San Diego.

THIELE, R.; LAHSEN, A.; MORENO, H.; VARELA, J.; VERGARA, M. & MUNIZAGA, F. 1987. Estudio geológico regional a escala 1:100.000 de la hoya superior y curso medio del río Biobío. ENDESA (inédito): 304 pp. Santiago.

THOMPSON, M.A.; LINDSAY, J.M. & GAILLARD, J.C. 2015. The influence or probabilistic volcanic hazard map properties on hazard communication. *Journal of Applied Volcanology*. Vol. **4** (6): 1-24 pp.

THORARINSSON, S. & SIGVALDASON, G.E. 1972. The Hekla eruption of 1970. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 36 (2): 269-288 pp.

TSUNEMATSU, K.; ISHIMINE, Y.; KANEKO, T.; YOSHIMOTO, M.; FUJII, T. & YAMAOKA, K. 2016. Estimation of ballistic block landing energy during 2014 Mount Ontake eruption. *Earth, Planets and Space*. Vol. 68 (1): 1-11 pp.

VAN DAELE, M.; MOERNAUT, J.; SILVERSMIT, G.; SCHMIDT, S.; FONTIJN, K.; HEIRMAN, K. & PINO, M. 2014. The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. *GSA Bulletin*. Vol. 126 (3-4): 481-498 pp.

VERA, F. & PALMA, J. L. 2017. Avalanchas mixtas y depósitos proximales generados en la erupción de 2015 del Volcán Villarrica y su interacción con la cubierta glacial. Encuentro Nacional de Estudiantes de Geología, N° 8. Actas 8: 28-32 pp. Copiapó.

VERGNOILLE, S. & MANGAN, M. 2000. Hawaiian and Strombolian eruptions. En The encyclopedia of volcanoes (Sigurdson, H. editor). Academic press. 463-475 pp. San Diego.

VOLENTIK, A.C.M.; CONNOR, C.B.; CONNOR, L.J. & BONADONNA, C. 2009. Aspects of volcanic hazard assessment for the Bataan nuclear power plant, Luzon Peninsula, Philippines. Volcanic and tectonic hazard assessment for nuclear facilities. 229-256 pp.

WAITT, R.B.; MASTIN, L.G. & MILLER, T.P. 1995. Ballistic showers during Crater Peak eruptions of Mount Spurr volcano, summer 1992. En The 1992 Eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr Volcano, Alaska (Terry E.C. Keith. editor). *USGS Bulletin*. N° 2139: 89-106 pp.

WATT, S.F.; PYLE, D.M.; NARANJO, J.A.; ROSQVIST, G.; MELLA, M.; MATHER, T.A. & MORENO, H. 2011. Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42° S), southern Chile. *Quaternary International*. Vol. 246 (1-2): 324-343 pp.

WILSON, G.; WILSON, T.M.; DELIGNE, N.I. & COLE, J.W. 2014. Volcanic hazard impacts to critical infrastructure: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 286: 148-182 pp.

WILSON, T.M.; JENKINS, S.F. & STEWART, C. 2015. Volcanic ash fall impacts. En Global volcanic hazards and risk (ed. Loughlin S.C.; Spark, S.; Brown S.K.; Jenkins S.F. & Vye-Brown C.). Cambridge University Press. 281-288 pp.

WOODS, A.W. 1995. The dynamics of explosive volcanic eruptions. *Reviews of Geophysics*. Vol. 33 (4): 495-530 pp.