



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

BALANCE COMPARATIVO DE VOLUMEN DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS EN LA ZONA VOLCÁNICA SUR

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA.

DIEGO JOSÉ ARAVENA NOEMI

PROFESOR GUIA:
DR. ALFREDO LAHSEN AZAR

PROFESOR CO-GUIA:
DR. DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISION:
DR. ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
DR. FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

SANTIAGO DE CHILE

2016

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO DE:
Magister en Ciencias, mención Geología
POR: Diego José Aravena Noemi
FECHA: 8/11/2016
PROFESOR GUIA: Alfredo Lahsen Azar

Balance comparativo de volumen de edificios volcánicos en la Zona Volcánica Sur

En el margen occidental de Sudamérica desde los 33° S hasta los 46° S, ocurre una subducción oblicua dextral entre la placa de nazca y la placa sudamericana. Esta configuración tiene como resultado una cadena volcánica de 1.900 km de largo, contexto ideal para el desarrollo de sistemas geotermales de tipo volcánico.

El objetivo principal de este estudio es identificar correlaciones entre propiedades volcanológicas y geotermales del arco activo en la ZVS. Para esto, se analizan las características volcanológicas, geotérmicas y estructurales del arco volcánico activo con énfasis en un balance volumétrico de los edificios volcánicos, los que son utilizados para inferir tasas de flujo magmático bajo el arco activo. Adicionalmente, se miden propiedades físico-termales de las principales unidades geológicas que componen el basamento y relleno de la cuenca de Cura-Mallín entre los 37.5° y 38.5° S; incluyendo densidad, conductividad termal y producción de calor radiogénico. Tras este análisis se realiza una modelación numérica de la estructura termal bajo el arco activo.

En base al balance volumétrico y el análisis de características geoquímicas y tectónicas del arco se definen 8 segmentos, los que indican tasas de flujo magmático regional de 2 a 8 ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$). Se distinguen dos tendencias respecto a la proporción de material explosivo versus efusivo: (1) Depósitos de toba, ignimbritas y cenizas de composición basáltica a riolítica que son generalmente menores a un 30% del volumen del edificio volcánico actual, (2) tobas e ignimbritas de composición dacítica a riolítica cuyo volumen cuadruplica el de los edificios volcánicos actuales. Este comportamiento bimodal de la proporción extrusivo/efusivo es consistente con evidencia que sugiere que son necesarios dos tipos de flujo magmático para la ocurrencia de grandes erupciones volcánicas: (1) de largo plazo y regional (más profundo), con magnitudes del orden de 0.0002 a 0.0003 [km^3/ka], similar a tasas de emplazamiento estimadas para plutones de volumen menor a 100 ka, y (2) episódicos y localizados, con magnitudes que superan al menos en un orden a las de largo plazo y se asemejan a tasas de emplazamiento calculadas para intrusivos de más de 100 km^3 .

La estructura termal modelada en la corteza a los 38° S es consistente con la ocurrencia de anomalías geofísicas que sugieren la ocurrencia de magmatismo a 25-35 km de profundidad. La geometría de la corteza continental y la conductividad termo-dependiente cumplen un rol fundamental en la distribución de temperaturas en la corteza inferior. En la corteza superior, la generación de calor radiogénico incrementa el flujo calórico hasta en un 30%, lo que sumado a la generación de calor en zonas de falla puede dar lugar a fusión parcial de corteza.

A mi familia

Agradecimientos

Agradezco a los miembros de mi comisión de tesis, Alfredo Lahsen, Diego Morata, Francisco Gutiérrez y Ángel Castruccio quienes mostraron desde el principio una actitud abierta y estimularon un sentido de curiosidad que me acompañara siempre. Alfredo fue una fuente de sabiduría y experiencia, que siempre estuvo dispuesto a compartir abiertamente. Diego me enseñó el valor del orden y fue un firme apoyo en una gran cantidad de proyectos. Las correcciones y sugerencias de Francisco y Ángel fueron invaluable y permitieron enriquecer enormemente el trabajo final.

Esta tesis fue financiada por el proyecto CONICYT FONDAP 15090013 “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes” (CEGA)

Agradezco a mis amig@s y compañer@s de investigación. Gracias a ustedes, la experiencia de buscar conocimiento es una aventura. Muchas gracias!

TABLA DE CONTENIDO

1	Introducción	1
1.1	Antecedentes	2
1.1.1	Potencial de generación eléctrica mediante geotermia en Chile	2
1.1.2	Origen y transferencia de calor en la Litósfera.	5
1.1.3	Sistemas magmáticos y volumen de edificios volcánicos	8
1.2	Pregunta científica	9
1.3	Objetivos	11
1.3.1	Objetivo Principal	11
1.3.2	Objetivos Específicos	12
1.3.3	Hipótesis de trabajo	12
1.4	Zona de estudio	12
1.4.1	Zona Volcánica Sur	13
1.4.2	La cuenca de Cura-Mallín a los 38° S	16
2	Metodología	18
2.1	Balance comparativo de volumen de edificios volcánicos	18
2.2	Propiedades termo-físicas de roca	22
2.3	Modelamiento conceptual y numérico	25
3	Resultados	31
3.1	Volumen de edificios volcánicos en la ZVS	31
3.1.1	Correlación con morfometría y volcanismo histórico	38
3.1.2	Correlación con geoquímica y edad de roca	42
3.2	Parámetros termo-físicos y producción de calor radiogénico	45
3.3	Modelo numérico del arco activo a los 38° S	51
4	Discusión	54
4.1	Balance comparativo de volúmenes en la ZVS	54
4.1.1	Estimación previa en la ZVS	56
4.1.2	Geoquímica de productos volcánicos y relación con geometría cortical	60
4.1.3	Segmentación tradicional y tasas extrusivas del arco activo	65
4.1.4	Propuesta de segmentación	66
	Segmento I: Tupungato-Maipo	66
	Segmento II: Guanaqueros - Risco Plateado	67

Segmento III: Planchón Peteroa – Domuyo.....	68
Segmento IV: Nv. Longaví - S. Velluda	69
Segmento V: Nevado-Auca Mahuida	70
Segmento VI: Trolon-Sollipulli	71
Segmento VII: Villarrica - Osorno	72
Segmento VIII: Tronador - Hudson.....	73
4.1.5 Flujo magmático / volcánico	76
4.1.6 Flujo magmático / volcánico en el segmento VI.....	77
4.2 Parámetros de roca.....	81
4.3 Estructura térmica de la corteza a los 38°S	86
5 Conclusiones	88
Anexo I: Tablas de datos volcanológicos y gráficos adicionales.....	89
Anexo II: Algoritmo de analizador de propiedades térmicas.	92
Anexo III: Tablas de parámetros térmicos, densidad de roca y PCR.....	93
Bibliografía.....	98

Índice de figuras

FIGURA 1. PRINCIPALES ZONAS GEOTERMALES EXPLORADAS EN CHILE. SISTEMAS IDENTIFICADOS CON UN ALTO GRADO DE FAVORABILIDAD (CUADROS ROJOS: SISTEMAS INDICADOS; CUADROS NARANJOS: SISTEMAS INFERIDOS) SON SEÑALADOS CON EL NOMBRE Y EL POTENCIAL DE GENERACIÓN ELÉCTRICA ESTIMADO POR ARAVENA ET AL. (2016). LOS ROMBOS VERDES SEÑALAN ÁREAS DE ALTO INTERÉS QUE AÚN NO HAN SIDO EXPLORADAS EN DETALLE.....	3
FIGURA 2. CAPAS DE EVIDENCIA QUE SUGIEREN UNA ALTA FAVORABILIDAD PARA LA OCURRENCIA DE SISTEMAS GEOTERMALES EN LA ZVS ENTRE LOS 33º S Y 43º S. A) PRESENCIA DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS DEL HOLOCENO, B) DENSIDAD DE FALLAS SOMERAS, C) CERCANÍA A CENTROS ERUPTIVOS ACTIVOS, D) DISTANCIA A MANIFESTACIONES TERMALES SUPERFICIALES Y D) DENSIDAD DE SISMOS SOMEROS. LAS LÍNEAS PUNTEADAS DELIMITAN SEGMENTOS VOLCÁNICOS (VER FIGURA 4). EL CUADRO DELIMITA EL ARCO ACTIVO A LOS 38º S.....	5
FIGURA 3. (A) SISTEMAS PRODUCTIVOS A ESCALA GLOBAL SEPARADOS SEGÚN SU ASOCIACIÓN CON CALDERAS. SE INDICA LA PRODUCCIÓN PROMEDIO EN CADA CONTEXTO. (B) POTENCIA CUMULATIVA INSTALADA PARA EN CENTROS MÁFICOS (N=34) Y FÉLSICOS (N=11). MODIFICADO DE STELLING ET AL. (2016).....	9
FIGURA 4. PRINCIPALES CENTROS ERUPTIVOS EN LA ZVS IDENTIFICADOS SEGÚN TIPO DE VOLCÁN (E.G. STERN ET AL. 1995; GONZALEZ-FERRAN 1995; MUÑOZ B. & STERN 1988; LARA ET AL. 2011) Y ASOCIADOS A TECTONISMO Y EDAD DE PLACA OCEÁNICA (TEBBENS ET AL. 1997), ESTRUCTURAS REGIONALES (SERNAGEOMIN 2003; CEMBRANO ET AL. 2007; ROSENAU ET AL. 2006; CEMBRANO & LARA 2009) Y SEGMENTACIÓN VOLCANO-TECTÓNICA ESTABLECIDA POR DIFERENTES AUTORES (LÓPEZ-ESCOBAR ET AL. 1995; GONZALEZ-FERRAN 1995; DUNGAN ET AL. 2001; VÖLKER ET AL. 2011). NSVZ, TSVZ, CSVZ Y SSVZ SON ACRÓNIMOS EN INGLÉS PARA ZONA VOLCÁNICA NORTE, TRANSICIONAL, CENTRAL Y SUR RESPECTIVAMENTE.	15
FIGURA 5. MAPA GEOLÓGICO Y DE FUENTES TERMALES EN LA ZONA DE ESTUDIO. GEOLOGÍA MODIFICADA DE: DELPINO & DEZA 1995; EMPARÁN ET AL. 1997; SERNAGEOMIN 2003; POTENT 2003; MELNICK & ECHTLER 2006; GERD 2008; BERTÍN 2010; RADIC 2010; VERA 2011. ESTRUCTURAS MODIFICADAS DE: ROSENAU ET AL. 2006; FOLGUERA ET AL. 2004B; TUNSTALL & FOLGUERA 2006; POTENT 2003; VERA ET AL. 2009; PÉREZ ET AL. 2010. FUENTES TERMALES MODIFICADAS DE: PÉREZ 1999; MUÑOZ, M. A. ALAM, ET AL. 2011; MELOSH ET AL. 2012; AGUSTO ET AL. 2013. REFERENCIAS DE CENTROS ERUPTIVOS EN FIGURA 4.	17
FIGURA 6. UBICACIÓN DE CENTROS ERUPTIVOS CUATERNARIOS, FOSA OCEÁNICA Y FRENTE VOLCÁNICO CONSIDERADOS PARA ANÁLISIS ESPACIAL. SIMBOLOGÍA DE CENTROS ERUPTIVOS EN FIGURA 4	21
FIGURA 7. (A) CORTE DE ROCA, (B) PERFORACIÓN DE ROCA, (C) MUESTRA DE ROCA PREVIO A MEDICIÓN DE PROPIEDADES TÉRMICAS, (D) MEDIDOR DE PROPIEDADES TÉRMICAS, (E) SONDA DUAL (SD).	23
FIGURA 8. A) EJEMPLO DE ESPECTRO DE RAYOS GAMMA SEÑALANDO LA POSICIÓN DE LAS VENTANAS CONVENCIONALES DE ENERGÍA RESPECTIVA PARA CADA ELEMENTO (NICOLET & ERDI-KRAUSZ 2003). B) ESPECTRÓMETRO DE RAYOS GAMMA RS120.	24

FIGURA 9. SECCIÓN E-W A LOS 38° S (EN LA FOSA) DEL MODELO CONCEPTUAL UTILIZADO. AL LADO DERECHO SE INDICAN LAS DISCONTINUIDADES CORTICALES: TECHO DE LA PLACA OCEÁNICA SUBDUCTADA (SLAB), DISCONTINUIDAD INTRA-CORTICAL (DIC), DISCONTINUIDAD LITOSFERA-ASTENOSFERA (DLA).....	26
FIGURA 10. RESUMEN ESQUEMÁTICO DE CORRELACIÓN ENTRE ESTRATIGRAFÍA, CONTEXTO VOLCANO-TECTÓNICO Y DOMINIOS TÉRMICOS DEFINIDOS PARA LA ZONA DE ESTUDIO. ABAJO: SECCIÓN ESTRUCTURAL E-W (A-A` EN FIGURA 5) Y DOMINIOS TÉRMICOS PRESENTES EN LOS PRIMEROS 30 KM DE LA CORTEZA (MODIFICADO DE ROJAS VERA ET AL. 2014 Y REFERENCIAS ALLI CITADAS).	27
FIGURA 11. GRILLA UTILIZADA EN EL MODELO NUMÉRICO. ESCALA DE COLORES INDICA EL VALOR DEL INDICADOR DE CALIDAD GEOMÉTRICA Q. HISTOGRAMA INDICA LA CANTIDAD DE ELEMENTOS EN FUNCIÓN DE Q.	30
FIGURA 12. ÁREA BASAL, ALTURA Y VOLUMEN DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS ANALIZADOS. SIMBOLOGÍA INCLUYE CATEGORIZACIÓN MORFOLÓGICA Y PRESENCIA DE FUENTES TERMALES A MENOS DE 15 KM DE DISTANCIA.	37
FIGURA 13. COMPARACIÓN DE PERFILES PARA LOS 7 VOLCANES CATALOGADOS COMO MORFOLÓGICAMENTE BIEN DEFINIDOS (CAT. I).	40
FIGURA 14. UBICACIÓN Y ESCALA DE VOLUMEN DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS MEDIDOS EN LA ZVS. LAS LÍNEAS ROJAS SEÑALAN LA SEGMENTACIÓN VOLCANO-TECTÓNICA PROPUESTA EN ESTE TRABAJO (VER DISCUSIÓN).....	41
FIGURA 15. HISTOGRAMA CON DISTRIBUCIÓN DE VOLUMEN PARA 57 CENTROS ERUPTIVOS (LÍNEA PUNTEADA) CLASIFICADOS COMO VOLCANES DE FRENTE VOLCÁNICO (31) Y VOLCANES DE INTRA Y TRAS-ARCO (26).....	42
FIGURA 16. RECOPIACIÓN DE EDADES DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS DEL FRENTE, INTRA Y TRAS-ARCO EN LA ZVS. LA VENTANA DE TIEMPO ABARCA 3000 (A) Y 500 (B) KA. C) VARIACIÓN LATITUDINAL DE SiO_2 (DATOS Y FUENTES EN TABLA 6). D) RAZONES DE $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$, $^{143}\text{ND}/^{144}\text{ND}$ Y LA/YB EN ROCAS DE LA ZVS (MODIFICADO DE MELLA 2008; HICKEY-VARGAS ET AL. 2016 Y REFERENCIAS ALLI CITADAS). ETIQUETA (ID) DE VOLCANES EN TABLA 3. LÍNEAS VERDES SEGMENTADAS SEÑALAN LA PROYECCIÓN DE ZONAS DE FALLA EN LA CORTEZA OCEÁNICA, REFERENCIAS COMO EN FIGURA 4.	44
FIGURA 17. MAPA GEOLÓGICO (LEYENDA EN FIGURA 5) Y UBICACIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO DE ROCA PARA MEDIR PROPIEDADES TÉRMICAS (CUADRO AMARILLO) Y PCR (CÍRCULOS VERDES). DATOS EN TABLAS 3 Y 4 DE ANEXO III.....	48
FIGURA 18. RESULTADOS PARA MEDICIONES DE DENSIDAD DE ROCA A) DISTRIBUCIÓN EMPÍRICA DE PROBABILIDAD PARA CADA GRUPO LITOLÓGICO. B) HISTOGRAMA INCLUYENDO LA TOTALIDAD DE LAS MEDICIONES Y EL AJUSTE DE UNA DISTRIBUCIÓN NORMAL. C) DISTRIBUCIÓN NORMAL DE PROBABILIDAD (LÍNEA ROJA) COMPARADA CON LA DISTRIBUCIÓN DE DENSIDADES DE ROCA (CRUCES AZULES). GRUPOS LITOLÓGICOS: JNB: VOLCANISMO JURÁSICO (FM. NACIENTES DEL BÍOBÍO), CM: VOLCANISMO OLIGOCENO-MIOCENO (FM. CURA MALLÍN), ME: GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO, VP-H: VOLCANISMO PLIOCENO-HOLOCENO. EL NÚMERO EN PARÉNTESIS INDICA LA CANTIDAD DE MUESTRAS DE CADA GRUPO.....	49
FIGURA 19. RESULTADOS PARA MEDICIONES DE PRC A) DISTRIBUCIÓN EMPÍRICA DE PROBABILIDAD PARA CADA GRUPO LITOLÓGICO. B) HISTOGRAMA INCLUYENDO LA TOTALIDAD DE LAS MEDICIONES Y EL AJUSTE DE UNA DISTRIBUCIÓN NORMAL. C) DISTRIBUCIÓN NORMAL DE PROBABILIDAD (LÍNEA ROJA) COMPARADA CON LA DISTRIBUCIÓN DE DENSIDADES DE ROCA (CRUCES AZULES). GRUPOS LITOLÓGICOS: JNB: VOLCANISMO	

JURÁSICO (FM. NACIENTES DEL BÍOBÍO), CM: VOLCANISMO OLIGOCENO-MIOCENO (FM. CURA MALLÍN), ME: GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO, VP-H: VOLCANISMO PLIOCEÑO-HOLOCEÑO. EL NÚMERO EN PARÉNTESIS INDICA LA CANTIDAD DE MUESTRAS DE CADA GRUPO.....	50
FIGURA 20. A) ESTRUCTURA TERMAL DE LA CORTEZA PARA UN MODELO ESTÁTICO. SONDAS VERTICALES INDICAN PERFILES DE TEMPERATURA AL OESTE (MELIPEUCO) Y CENTRO (COPAHUE) DEL PERFIL. B) MODELO SIMPLIFICADO CON ESTRUCTURA TÉRMICA INICIAL EQUIVALENTE AL MODELO A) BAJO EL ARCO ACTIVO (PERFIL COPAHUE EN A). ISOTERMAS REFLEJAN ESTADO DE EQUILIBRIO. SFLO (LÍNEA AMARILLA EN B)= SISTEMA DE FALLAS ACTIVO (GENERANDO CALOR) DURANTE 100 KA (FIGURA 22).....	52
FIGURA 21. PERFILES DE TEMPERATURA BAJO EL VOLCÁN COPAHUE PARA EL MODELO ESTACIONARIO Y TRANSIENTE CON GENERACIÓN DE CALOR POR FALLA.....	53
FIGURA 22. VARIACIÓN TEMPORAL DE TEMPERATURA EN UN PUNTO UBICADO A 24 KM DE PROFUNDIDAD SOBRE EL SFLO. LA GENERACIÓN DE CALOR COMIENZA A LOS 200 KA Y SE DETIENE A LOS 100 KA, VOLVIENDO AL ESTADO INICIAL APROXIMADAMENTE 100 KA TRAS EL CESE DEL CIZALLE.	53
FIGURA 23. EXTENSIÓN BASAL DE CADA CV VS VOLUMEN DEL EDIFICIO PRINCIPAL. SECCIÓN ENMARCADA EN ROJO MUESTRA LOS VOLCANES CON ÁREA MENOR A 1.000 KM ² . SE INDICA LA CATEGORÍA MORFOLÓGICA DEFINIDA EN ESTE TRABAJO (I A IV) Y LA PRESENCIA/AUSENCIA DE MANIFESTACIONES TERMALES ASOCIADAS (A/B). LÍNEAS HORIZONTALES INDICAN VOLÚMENES DE DEPÓSITOS EXPLOSIVOS ESTIMADOS EN LA LITERATURA (TABLA 2, ANEXO I).	55
FIGURA 24. DIFERENCIA ENTRE ALTITUD DE BASE (AMARILLO), ÁREA DE BASE (VERDE) Y VOLÚMENES DE EDIFICIO VOLCÁNICO (ROJO) OBTENIDOS EN ESTE TRABAJO RESPECTO A LOS MISMOS PARÁMETROS OBTENIDOS POR VOLKER ET AL., 2011. UNA DIFERENCIA POSITIVA INDICA QUE; EN ESTE TRABAJO SE USA I) UNA BASE A MAYOR ALTITUD, II) UNA EXTENSIÓN BASAL MAYOR Y III) SE OBTIENE UN VOLUMEN MENOR.....	59
FIGURA 25. VOLUMEN CUMULATIVO DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS DEL CUATERNARIO. COMPARACIÓN ENTRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR VOLKER ET AL., 2011 (VERDE) Y ESTE TRABAJO (MORADO).	59
FIGURA 26. I) BASE (TRIANGULO MORADO) Y CUMBRE (PUNTO MORADO CON NOMBRE) DE VOLCANES ANALIZADOS. II) PROFUNDIDAD DE DISCONTINUIDADES CORTICALES PROYECTADAS DE TASSARA & ECHAURREN 2012 A LO LARGO DEL FRENTE VOLCÁNICO (LÍNEA COMPLETA) Y A LO LARGO DEL FRENTE DE VOLCANES DE TRASARCO (LÍNEA PUNTEADA, VOLCANES DESTACADOS EN ROJO). III) PROYECCIÓN A LA ALTURA DEL FRENTE VOLCÁNICO DE ZONAS DE FALLA EN CORTEZA OCEÁNICA EN FIGURA 3. TRANSICIÓN DE INFLUENCIA DE “SLAB WINDOW” MODIFICADA DE GUTIÉRREZ ET AL. 2005.....	63
FIGURA 27. VOLUMEN RELATIVO DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS. A) PROFUNDIDAD DE LAB, B) MOHO Y D) POTENCIA DE CUÑA ASTENOSFÉRICA. DISCONTINUIDADES CONSTRUIDA EN BASE A DATOS DE TASSARA & ECHAURREN 2012. ANOMALÍAS DE VELOCIDAD DE ONDA SÍSMICA TOMADAS DE PESICEK ET AL. 2012. LÍNEA PUNTEADA EN C) INDICA DESGARRAMIENTO Y DESPRENDIMIENTO DE SLAB INFERIDO POR PESICEK ET AL. 2012 A LOS 410-490 KM DE PROFUNDIDAD.	64
FIGURA 28. VARIACIÓN LATITUDINAL DE LA TASA EXTRUSIVA CALCULADA PARA SEGMENTACIÓN VOLCANO-TECTÓNICA DEL ARCO ACTIVO PROPUESTOS POR LÓPEZ-ESCOBAR ET AL., 1995 (LINEA VERDE), VOLKER ET	

AL., 2011 (LÍNEA AZUL) Y ESTE TRABAJO (LÍNEA ROJA). SE INCLUYEN PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES Y EL CÓDIGO DE LOS VOLCANES PERTENECIENTES A CADA SEGMENTO. SE DESTACAN EN NEGRITA LOS COMPLEJOS UBICADOS SOBRE ESTRUCTURAS NW TIPO ALFS O AOF (SÁNCHEZ ET AL. 2013; TARDANI ET AL. 2016; PEREZ-FLOREZ ET AL. 2015).	75
FIGURA 29. VOLUMEN DE MAGMA MÓVIL (>60 WT% FUNDIDO) SUSCEPTIBLE DE SER ACUMULADO A 5 KM DE PROFUNDIDAD EN FUNCIÓN DE DIFERENTES TASAS DE INYECCIÓN. LÍNEAS VIOLETA Y ROJA SEÑALAN LA TAZA DE INYECCIÓN PARA MAGMAS DE COMPOSICIONES INTERMEDIOS Y RICOS EN SÍLICE RESPECTIVAMENTE, OBTENIDAS MEDIANTE EXPRESIONES DERIVADAS POR GELMAN ET AL. 2013 (ECUACIÓN 13). LINEA SEGMENTADA VERTICAL EN B) Y C) INDICA TASAS ERUPTIVAS INFERIDAS PARA ESTRATOVOLCANES DE LA ZVS. VOLUMEN DE VOLCANES EN LA ZVS: SJM= SAN JOSÉ MARMOLEJO, CO= COPAHUE, PCC= PUYEHUE CORDÓN CAULLE, PM= PAYUN MATRU, VAL= VALVARCO, HUD= HUDSON, MPO= MAIPO, VILL= VILLARRICA, MCHO= MOCHO CHOSHUENCO. LDM1/2= LAGUNA DEL MAULE (ACTIVIDAD DE 20/10 KA RESPECTIVAMENTE), ORU= VOLCÁN ORUANUI, NZ (CHARLIER ET AL. 2005). VOLUMEN DE TOBAS, CENIZAS, IGNIMBRITAS Y RIOLITAS: DIA= TOBA DIAMANTE. LSV=TOBA LOMA SECA (UNIDAD V), LSS TOBA LOMA SECA (UNIDAD S), HUD= CENIZAS VOLCÁN HUDSON, CU=IGNIMBRITA CURACAUTÍN, LI= IGNIMBRITA LICÁN, PU= IGNIMBRITA PUCÓN, QUI= TEFRA ERUPCIÓN QUIZAPU EN 1932. (DATOS Y REFERENCIAS EN TABLA 7). VS= VOLCÁN SANTORINI (DEGRUYTER ET AL. 2016). VOLUMEN Y TASA DE EMPLAZAMIENTO ESTIMADO PARA PLUTONES Y BATOLITOS: PR= PLUTÓN RAPAKIVI, GP= GRANITO <i>PERALKALINE</i> Y GH= GRANITO <i>HETEROGENOUS</i> (DETALLES EN TEXTO; EDDY ET AL. 2016). GPM= GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO, BMSO=BATOLITO MT. STUART (DOMINIO ANTIGUO), BMSY=BATOLITO MT. STUART (DOMINIO NUEVO) (MATZEL ET AL. 2006), RH= PLUTÓN RIO HONDA (TAPPA ET AL. 2011), TP= COMPLEJO TORRES DEL PAINE (LEUTHOLD ET AL. 2012), MGG= GRANODIORITA DE MT. GIVENS (FRAZER ET AL. 2014).	79
FIGURA 30. VALORES DE PCR ($\mu\text{W}/\text{M}^3$), CONDUCTIVIDAD TÉRMICA, K ($\text{W}/\text{M}^*\text{K}$), Y CALOR ESPECÍFICO, CP ($\text{J}/\text{G}^*\text{K}$), VERSUS DENSIDAD DE ROCA (KG/M^3). CM: VALORES DE DENSIDAD MÁXIMO Y MÍNIMO PARA LITOLOGÍAS ESPECÍFICAS DE LA FM. CURA MALLÍN. BARRAS DE ERROR CORRESPONDEN A 1σ . LINEAS PUNTEADAS MUESTRAN CORRELACIÓN EXPONENCIAL ENTRE DENSIDAD Y I) CONDUCTIVIDAD TÉRMICA (LÍNEA MARRON), II) DENSIDAD Y PCR (LÍNEA AZUL).	82
FIGURA 31. PROYECCIÓN TRIANGULAR DE LAS COMPOSICIONES DE U-TH-K DEL TOTAL DE UNIDADES MUESTREADAS. VPH=VOLCANISMO PLEISTOCENO-HOLOCENO; GPM= GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO; CMS= FM. CURA MALLÍN, MIEMBRO SEDIMENTARIO; CMV= FM. CURA MALLÍN, MIEMBRO VOLCÁNICO. MUESTRAS CON PIRITA PERTENECEN A CMV.	84
FIGURA 32. CONDUCTIVIDAD DE 5 ROCAS REPRESENTATIVAS DE LAS PRINCIPALES UNIDADES TERMALES. VALORES MEDIDOS CON LA SONDA SIMPLE (SS) EN TRES EJES PERPENDICULARES (X, Y, Z) Y VALOR MEDIDO CON LA SONDA DOBLE (SD). CMS Y CMV DENOTAN UNIDADES SEDIMENTARIAS Y VOLCÁNICAS DE LA FM. CURA MALLIN RESPECTIVAMENTE.	85

Índice de tablas

TABLA 1. CATEGORÍAS MORFOLÓGICAS UTILIZADAS PARA CLASIFICAR LOS PRINCIPALES CENTROS ERUPTIVOS DE LA ZVS. CADA CENTRO A SU VEZ ES CLASIFICADO EN FUNCIÓN DE LA PRESENCIA (A) Y AUSENCIA (B) DE FUENTES TERMALES A MENOS DE 15 KM. ADICIONALMENTE SE INDICA LA OCURRENCIA DE VOLCANISMO HISTÓRICO DOCUMENTADO (S/N).	19
TABLA 2. CANTIDAD, GEOMETRÍA Y CALIDAD DE LOS ELEMENTOS GEOMÉTRICOS QUE COMPONEN LA GRILLA.	30
TABLA 3. CENTROS ERUPTIVOS DEL CUATERNARIO EN LA ZVS. S= SEGMENTO V.H= OCURRENCIA DE VOLCANISMO HISTÓRICO (S/N), C.M.= CATEGORÍA MORFOLÓGICA, T= MANIFESTACIONES GEOTERMALES (A=SI/B=NO), ALTITUD DE LA BASE, ALTURA, EXTENSIÓN Y VOLUMEN DE EDIFICIO VOLCÁNICO. REFERENCIAS UTILIZADAS PARA DEFINIR EXTENSIÓN DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS EN TABLA 4. VALORES EN PARÉNTESIS REFLEJAN RESULTADOS APLICANDO UNA BASE MÁS BAJA.	32
TABLA 4. REFERENCIAS CITADAS EN TABLAS DE DATOS VOLCANOLÓGICOS.	36
TABLA 5. RESUMEN DE PRINCIPALES PARÁMETROS UTILIZADOS PARA MODELAR LAS PROPIEDADES TÉRMICAS DEL BASAMENTO Y RELLENO DE LA CUENCA DE CURA-MALLÍN. LOS VALORES SIN DESVIACIÓN ESTÁNDAR SON ESTIMADOS DE LA LITERATURA (DETALLES EN METODOLOGÍA). K(T) Y CP(T) INDICA QUE LA CONDUCTIVIDAD TÉRMICA Y EL CALOR ESPECÍFICO ESTÁN DADOS POR EXPRESIONES DERIVADAS POR WHITTINGTON ET AL. 2009 (FIGURA 10). TABLAS CON DATOS EN ANEXO III.	47
TABLA 6. RESUMEN DE SEGMENTACIÓN PROPUESTA EN EL PRESENTE TRABAJO. Nº DE VOLCANES, VOLUMEN TOTAL, MÍNIMO, PROMEDIO Y MÁXIMO. V.H.= NÚMERO DE VOLCANES CON ERUPCIONES HISTÓRICAS Y PORCENTAJE RESPECTO AL TOTAL DE VOLCANES DEL SEGMENTO. L ES EL LARGO DE CADA SEGMENTO. T_EF= TASA EFUSIVA DE LARGO PLAZO ESTIMADA CONSIDERANDO EL VOLUMEN DE EDIFICIO VOLCÁNICO Y T_EF+EX= TASA EXTRUSIVA DE LARGO PLAZO CONSIDERANDO UN 30% EXTRA DE MATERIAL PIROCLÁSTICO (KM ³ /KM/MA). P VOLC= Nº DE VOLCANES POR CADA 10 KM DE ARCO. EL SEGMENTO VII INCLUYE UN VALOR PROMEDIO EXCLUYENDO EL COMPLEJO PUYEHUE-CORDÓN CAULLE.	74
TABLA ANEXOS 1. CENTROS ERUPTIVOS DEL CUATERNARIO EN LA ZVS. DISTANCIA A LA FOSA OCEÁNICA (DF), DISTANCIA AL FRENTE VOLCÁNICO (DFV), RANGO DE SiO ₂ , EDADES DATADAS MEDIANTE AR/AR (KA) Y CARBONO-14. REF.= REFERENCIAS DE DATACIONES EN TABLA 4).	89
TABLA ANEXOS 2. VOLUMEN DE DEPÓSITOS Y FLUJOS ASOCIADOS A ERUPCIONES EXPLOSIVAS (VEX) RECOPIADOS EN LA ZVC Y ZVS. SE INCLUYE EL VOLUMEN TOTAL DE LOS CENTROS VOLCÁNICOS DE ACTIVIDAD RECIENTE (VED) UBICADOS EN CADA ÁREA Y EL LARGO DEL SEGMENTO QUE LOS ENGLOBA (L). R CORRESPONDE A LA RAZÓN PORCENTUAL ENTRE EL VOLUMEN DE LOS EDIFICIOS RECIENTES Y EL VOLUMEN DE LOS DEPÓSITOS DOCUMENTADOS. REFERENCIAS EN TABLA 4.	91
TABLA ANEXOS 3. PROPIEDADES TÉRMICAS Y DENSIDAD DE ROCAS QUE COMPONEN EL BASAMENTO Y RELLENO DE LA CUENCA DE CURA-MALLÍN A LOS 38 °S	93
TABLA ANEXOS 4. MEDICIÓN DE CONTEO POR MINUTO (CPM), CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS RADIOGÉNICOS Y RAZONES U/TH, U/K Y TH/K EN AFLORAMIENTOS DE LA ZONA DE ESTUDIO.	95

1 Introducción

Chile posee un territorio dotado con un amplio rango de recursos naturales, y mediante la explotación y exportación de estos, ha logrado situarse como una exitosa economía emergente en la región. Sin embargo, el país presenta una capacidad eléctrica instalada muy limitada. Aparte de la hidroelectricidad, no se utilizan otras fuentes renovables de forma masiva, y la producción interna de combustibles fósiles está en constante declive. El país depende fuertemente de la importación de combustibles fósiles para satisfacer su creciente demanda energética. En un contexto global que incentiva vigorosamente la utilización de energía sustentable, es imperativo encontrar nuevas fuentes de energía que puedan suplir esta demanda y que, a la vez, cumplan con estándares de bajo impacto ambiental y alta estabilidad, características distintivas de la energía geotérmica.

La exploración geotermal en Chile comenzó en 1921, cuando la colonia Italiana de Antofagasta, con la ayuda de especialistas traídos de Larderello, perforaron dos pozos de 70-80 m de profundidad en el campo geotermal de El Tatio ([Tocchi 1923](#)). La exploración sistemática de sistemas geotermales se reinició recién en 1968, como resultado de un proyecto conjunto entre la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), y el programa de desarrollo de las naciones unidas (UNDP) ([Lahsen 1976](#)). Adicionalmente, la agencia de cooperación internacional de Japón (JICA) desarrolló campañas de exploración en Puchuldiza ([Lahsen 1978](#); [JICA 1979](#); [Letelier 1981](#)) y Surire ([Cusicanqui 1979](#)). Desde entonces, exploración básica, perforación y estudios de pre-factibilidad han sido desarrollados esporádicamente, principalmente por la Universidad de Chile ([Lahsen 1978](#); [1988](#)), SERNAGEOMIN y la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP).

En enero del año 2000, el gobierno de Chile promulgo una Ley Geotermal que provee un marco legal para la exploración y desarrollo de la energía geotermal en Chile. Esta ley provee una regulación para las concesiones de exploración y explotación, las que son otorgadas por el Ministerio de minería. Las concesiones

entregan derechos exclusivos para disponer de la energía geotermal sin restricciones mayores. Desde entonces, se han concedido más de 76 concesiones de exploración a, al menos, 14 compañías privadas y se han perforado pozos exploratorios en 12 de estas áreas ([Lahsen et al. 2015 y referencias allí citadas](#); [Aravena et al. 2016 y referencias allí citadas](#)). Hasta Diciembre del año 2016, solo 14 concesiones de exploración aun cuentan con derechos exclusivos de exploración, la única concesión donde compañías exploran activamente es la de Cerro Pabellón, donde se construirá la primera planta geotermal de Sudamérica y que comenzara a producir energía a fines de 2017.

Durante la primera mitad del año 2011, un conjunto de investigadores y docentes se adjudicaron fondos estatales y fundaron el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), un proyecto Fondap-Conicyt establecido en el departamento de geología de la Universidad de Chile, cuyo objetivo principal es mejorar el conocimiento científico en torno a la geotermia y difundir sus usos en los países Andinos. El presente trabajo, forma parte de los esfuerzos de este centro para cuantificar el potencial geotérmico asociado al emplazamiento de cuerpos magmáticos en la corteza superior.

1.1 Antecedentes

1.1.1 Potencial de generación eléctrica mediante geotermia en Chile

Hasta comienzos del año 2015, la capacidad instalada en el mundo de energía eléctrica generada mediante plantas geotermiales era de 12.6 GWe, lo que se traduce en un aumento de 1.7 GWe en el periodo 2010-2015 ([Bertani 2015](#)). Proyecciones realizadas por [Bertani \(2015\)](#) sugieren que para el año 2020 se debieran superar los 20 GWe de capacidad instalada. Esta proyección, sin embargo, considera que para el año 2020 Chile tendría una capacidad instalada de 150 MWe. Recursos geotermiales con lo que el país cuenta ([Aravena et al., 2016](#)). En la actualidad, el primer proyecto de generación eléctrica del país corresponde a Cerro Pabellón (Pampa Apacheta) donde se comisionó la construcción de una planta de 48 MWe, expandible a 100 MWe.

Lahsen (1986), realizó una estimación preliminar del potencial geotermal asociado a recursos de mediana a alta entalpia (> 150°C) en Chile. La estimación arrojó valores del orden de 16.000 MW por al menos 50 años. En la zona volcánica centro-sur de Chile es posible ubicar más de 200 áreas geotermales, con aguas termales de tipo acido-sulfatadas, bicarbonatadas y cloruradas (Lahsen et al. 2010). Adicionalmente, se han realizado pozos exploratorios en Tinguiririca, Calabozos, Mariposa, Chillan y Tolhuaca. Estimaciones de potencial de generación eléctrica arrojan valores que varían de 600 y 950 MWe (ie. Procesi 2014; i.e. Aravena et al. 2016 y referencias allí citadas).

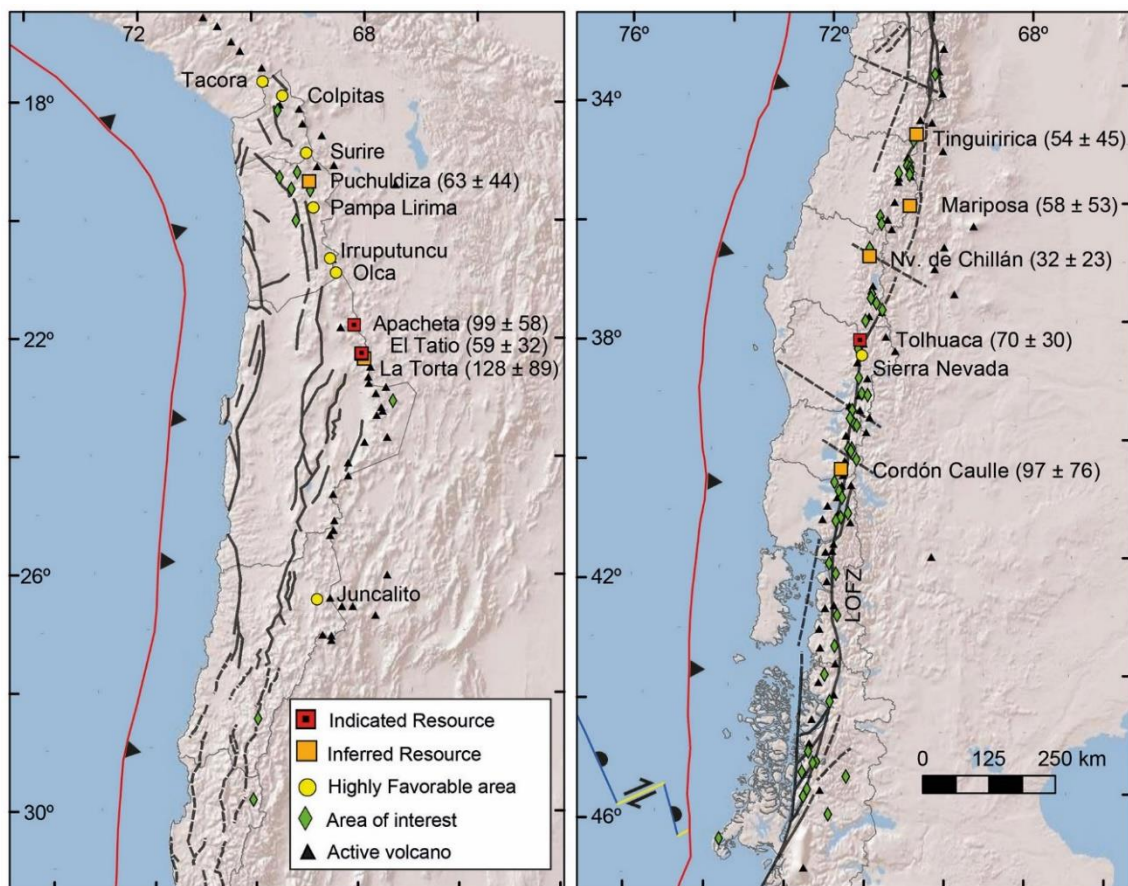


Figura 1. Principales zonas geotermales exploradas en Chile. Sistemas identificados con un alto grado de favorabilidad (Cuadros rojos: Sistemas Indicados; Cuadros naranjos: Sistemas Inferidos) son señalados con el nombre y el potencial de generación eléctrica estimado por Aravena et al. (2016). Los rombos verdes señalan áreas de alto interés que aún no han sido exploradas en detalle.

Mediante una recopilación de estudios enfocados en exploración geotermal, [Aravena et al., \(2016\)](#) establecen categorías de recursos geotermales medidos, indicados e inferidos para sistemas de alta entalpía (>200 °C) en los Andes Chilenos. Aplicando el método volumétrico de estimación de potencial los autores estiman un potencial mínimo de 659 MWe distribuidos en 9 sistemas geotermales (Figura 1), equivalente a un 4.4 % de la capacidad total instalada en el país. Adicionalmente se indican 65 áreas altamente favorables para la ocurrencia de sistemas de alta entalpía, de las cuales un gran porcentaje se ubican en la zona Volcánica Sur (ZVS; Figura 1).

Entre los 33°-46° S existen más de 200 áreas geotermales las que representan aproximadamente un 25% del total de termas en Chile (i.e. [Hauser 1997](#); [Pérez 1999](#); [Risacher et al. 2011](#); [Benavente 2015](#)). A esta gran cantidad de fuentes termales, se suma la ocurrencia de actividad sísmica asociada a sistemas de fallas regionales (i.e. [Rosenau et al. 2006](#); [Lange et al. 2008](#); [Brasse et al. 2009](#)), y una alta tasa de actividad volcánica (e.g. [Muñoz B. & Stern 1988](#); [Stern et al. 1995](#); [Gonzalez-Ferran 1995](#)). Todos estos factores sugieren una alta favorabilidad para la ocurrencia de sistemas geotermales adicionales a los ya identificados (Figura 2). En zonas donde no existe volcanismo cuaternario, como son la cordillera de la costa y las ventanas volcánicas de la cordillera Andina (28°-33° y 46°-48° S), las fuentes termales son escasas y sus temperaturas son normalmente menores a 30°C ([Lahsen et al. 2010](#)).

Campañas de exploración geotermal han sido completadas en Tinguiririca, Calabozos, Mariposa (Laguna del Maule), Chillan, Tolhuaca, Cordón Caulle, Sierra Nevada, Manzanar y Copahue ([Urzúa 2002](#); [Clavero et al. 2011](#); [Muñoz et al. 2011](#); [Melosh et al. 2012](#); [Agusto et al. 2013](#)). Los proyectos de exploración más avanzados en la ZVS corresponden a Mariposa (Laguna del Maule) y San Gregorio (Tolhuaca), pertenecientes a *Energy Development Company* (EDC) y *Mighty River Power S.A.* (MRP) respectivamente. En la concesión de San Gregorio, pruebas de flujo indican que el pozo Tol-4 permitiría producir 13 MWe ([Fox Hodgson 2013](#)), convirtiéndose en el pozo de explotación con mayor potencial de generación

eléctrica en Sudamérica. Adicionalmente, se ha presentado una evaluación de impacto ambiental para la construcción de una planta de 70 MWe. Desde el año 2014, sin embargo, MRP y EDC anunciaron su intención de vender sus concesiones y sellar los pozos realizados hasta la fecha, lo que sugiere que estos sistemas difícilmente serán explotados en el corto plazo.

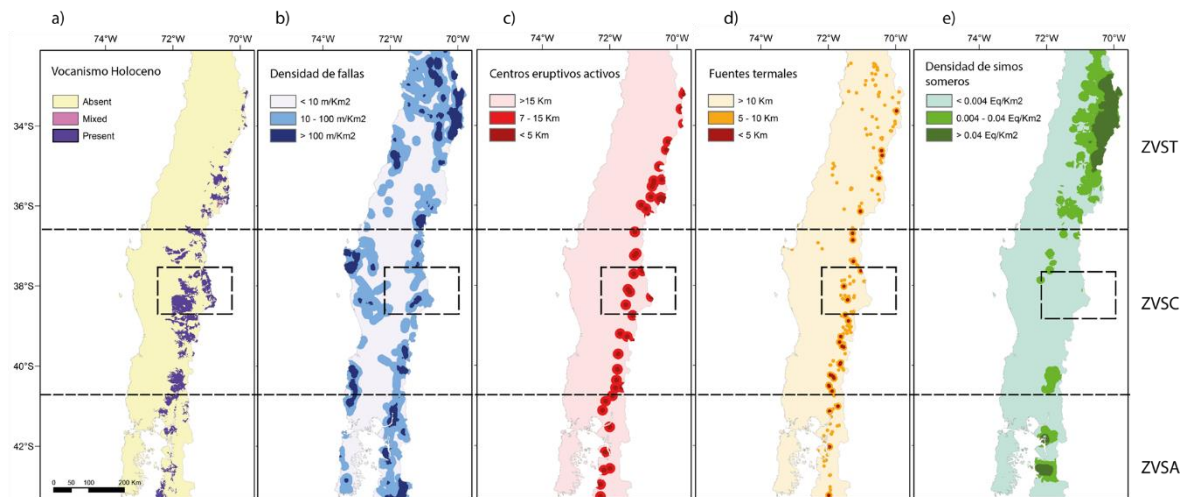


Figura 2. Capas de evidencia que sugieren una alta favorabilidad para la ocurrencia de sistemas geotermales en la ZVS entre los 33° S y 43° S. a) Presencia de productos volcánicos del Holoceno, b) densidad de fallas someras, c) cercanía a centros eruptivos activos, d) distancia a manifestaciones termales superficiales y d) densidad de sismos someros. Las líneas punteadas delimitan segmentos volcánicos (ver Figura 4). El cuadro delimita el arco activo a los 38° S.

1.1.2 Origen y transferencia de calor en la Litósfera.

La evidencia directa que podemos obtener del interior profundo del planeta, se encuentra restringida a los primeros 14 km de la corteza (Bracke, R. PersComm), y las muestras más profundas tiene su origen en xenolitos y otros productos volcánicos eyectados desde el manto superior y la corteza inferior, los que son escasos y representan una porción muy pequeña del volumen terrestre. Por tanto, la composición del interior del planeta y la mayor parte de las propiedades termo-físicas han sido definidas en base a métodos indirectos. Una conclusión directa de estas observaciones, es que el interior de la tierra es significativamente más caliente que su superficie (Beardsmore & Cull 2001). Este calor interno terrestre es derivado tanto de fuentes primordiales asociadas a la formación del planeta como de

procesos secundarios de generación interna, los cuales no ocurren homogéneamente distribuidos en el globo. Del total de calor que fluye hasta la superficie terrestre, se estima que el 40% es originado en la corteza superior (Pollack & Chapman 1977). Esta fracción tiene un origen predominantemente radiogénico, aunque existen aportes de otras fuentes termales, como el contacto friccional entre placas tectónicas, o procesos exotérmicos de diagénesis y metamorfismo (Beardsmore & Cull, 2001). La energía termal almacenada en subsuperficie es transferida mediante tres mecanismos; conducción, convección y radiación, los que pueden ocurrir en forma separada o combinados. En el presente trabajo se realiza un modelo numérico tomando en consideración solo la transferencia de calor vía conducción.

La primera ley de Fourier, derivada experimentalmente, describe la conducción unidimensional de calor entre dos planos paralelos en contacto, mediante la expresión:

$$\vec{Q} = -F \frac{k \Delta T}{h} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Dónde: \vec{Q} es el flujo de calor, ΔT es la diferencia de temperatura entre los planos, F es el área de las superficies, h es la separación entre los planos y k es la conductividad térmica (W/m*K).

La conductividad térmica se define entonces como la capacidad de los materiales para transmitir energía cinética entre sus moléculas, esta propiedad intensiva suele ser isotrópica para rocas ígneas homogéneas, pero en rocas sedimentarias y metamórficas suele existir anisotropías asociadas a estratificación y foliaciones. Numerosos estudios han demostrado que la conductividad térmica en suelos es altamente dependiente tanto de las características del sedimento (textura, composición mineralógica y contenido de materia orgánica), como de factores ambientales entre los cuales se cuenta el contenido de agua, la temperatura, la porosidad y la presión de gas (e.g. Steiner & Kömle 1991; Tarnawski & Leong 2000; Ochsner et al. 2001). Avances recientes en análisis de conductividad mediante

técnicas Laser Flash permiten realizar mediciones de estas propiedades en rocas corticales a temperaturas geológicamente relevantes (Hofmann et al. 1997; Nabelek et al. 2012 y referencias allí citadas). Mediciones realizadas por Whittington et al. (2009) proveen valores de difusividad que decrecen desde 1.5-2.5 (mm²/s) en condiciones superficiales hasta 0.5 (mm²/s) a temperaturas de la corteza media. Esta correlación decreciente tendría una influencia importante en la distribución de temperatura, pues genera una retroalimentación entre la presencia de anomalías termales y un efecto de aislación térmica a altas temperaturas.

El flujo calórico específico de energía por unidad de superficie (W/m²) se expresa de la forma:

$$\vec{q} = -\frac{k dT}{dh} \approx \frac{\vec{Q}}{F} \quad (\text{Ecuación 2})$$

Esta expresión forma la base matemática usada para determinar mediciones de flujo calórico en pozos, mediante un perfil de temperaturas a diferentes profundidades y mediciones en laboratorio de conductividad termal de roca. Expandiendo el problema a tres dimensiones se obtiene la expresión:

$$\vec{q} = -\underline{k}\Delta T \quad (\text{Ecuación 3})$$

Donde: \vec{q} es el flujo de calor (W/m²) y \underline{k} es el tensor de conductividades termales. Cuando existen condiciones dinámicas para un proceso de conducción, la propiedad que controla la conductividad es la difusividad térmica (α), comúnmente expresada en unidades de mm²/s. Este parámetro refleja la velocidad a la que se alcanza el equilibrio térmico (“inercia térmica”), y es proporcional a conductividad térmica mediante la expresión:

$$\alpha = \frac{k}{Cp * \rho} \quad (\text{Ecuación 4})$$

Dónde: Cp es el calor específico del material y ρ es la densidad.

En la actualidad existen pocos pozos profundos que permitan obtener información respecto al flujo calórico cortical en los Andes del sur. Mediciones convencionales recopiladas por [Muñoz & Hamza \(1993\)](#) sugieren que en Chile central, a los 33° S, este sería de 60.7 a 78.7 mW/m². En este trabajo, una única medición realizada en tierra del fuego, a los 53° S, arroja resultados de 96.3 mW/m². En el campo geotermal de Copahue, [Mas et al. 2000](#) utiliza información de 12 pozos con profundidades entre 50 y 200 m de profundidad, estimando que en una superficie de aproximadamente 100 km² ocurre una anomalía con valores de flujo calórico sobre los 60 mW/m² y valores máximos que alcanzan hasta 6 veces esta cifra. El autor reconoce una correlación entre los mayores valores de flujo calórico y los principales lineamientos estructurales. Dada la escasez de mediciones en pozos profundos, se vuelve necesario desarrollar modelos numéricos que permitan determinar el régimen termal, tanto regional ([Hamza & Muñoz 1996](#); [Hamza et al. 2005](#); [Tassara & Morales 2013](#)) como local, buscando incluir la influencia de estructuras locales y el emplazamiento de cuerpos ígneos que actúen como fuente de calor (e.g. [Muto et al. 2013](#); [Whittington et al. 2009](#)).

1.1.3 Sistemas magmáticos y volumen de edificios volcánicos

Casi un 75% de los sistemas geotermales productivos en el mundo están asociados con volcanes en zonas de subducción ([Moeck 2014](#)). [Stelling et al. \(2016\)](#) identifican correlaciones moderadas entre características volcanológicas y geotermales. La más notable de estas correlaciones es la mayor potencia promedio en sistemas asociados a calderas del Pleistoceno (140 MWe por sistema) respecto de aquellos asociados a calderas del Holoceno (61 MWe por sistema) y de los no asociados a calderas (109 MWe por sistema; figura 3, a). Los sistemas volcánicos que han erupcionado en los últimos 160 años suplen un 50% de la capacidad geotermal instalada en zonas de subducción, y casi todos estos sistemas son basálticos o andesíticos (máficos) en su composición promedio ([Stelling et al. 2016](#); figura 3, b). Los sistemas volcánicos que han erupcionado entre 160 y 900 años atrás son predominantemente félsicos (Figura 3, b), y proveen un 47% de la capacidad geotermal instalada en volcanes de arco ([Stelling et al. 2016](#)). Solo 3%

de los sistemas productores en zonas de subducción son hospedados en centros volcánicos que han erupcionado hace más de 900 años (Stelling et al. 2016).

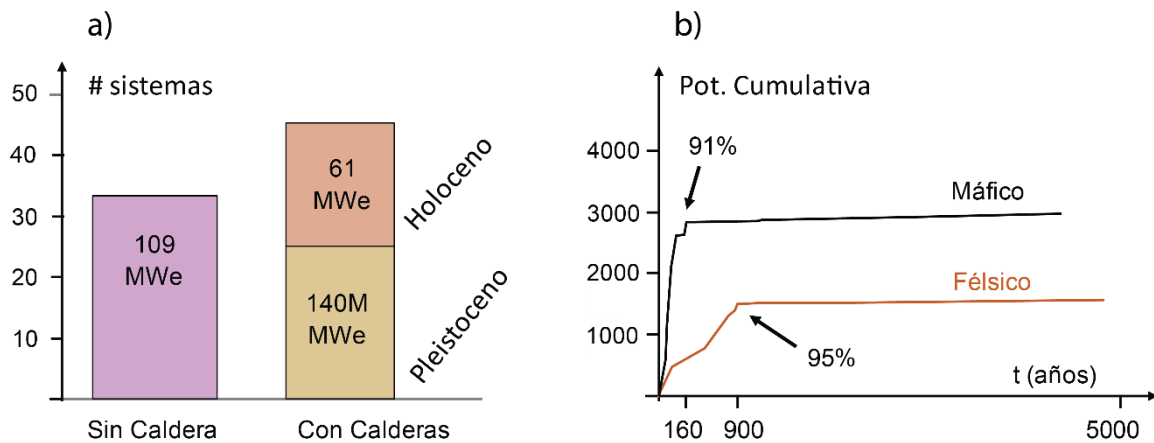


Figura 3. (a) Sistemas productivos a escala global separados según su asociación con calderas. Se indica la producción promedio en cada contexto. (b) Potencia cumulativa instalada para en centros máficos (n=34) y félsicos (n=11). Modificado de Stelling et al. (2016).

Völker et al. (2011) miden el volumen de 65 volcanes de la ZVS estableciendo una tasa de extrusión de 10 a 13 km³/km/Ma y presentando una nueva segmentación volcano-tectónica en base a su estimación (Figura 4). Los resultados de Völker et al. (2011) son, por tanto, analizados en detalle y comparados con los obtenidos en este trabajo.

1.2 Pregunta científica

La localización de sistemas geotermales de tipo magmático es relativamente fácil de predecir debido a su cercana relación espacial con centros eruptivos, tanto félsicos como máficos. De manera consistente, los procesos de exploración en Chile se han desarrollado en zonas donde existen manifestaciones superficiales que permiten ubicar y estimar, con cierto grado de certeza, la existencia de una anomalía termal en profundidad. Paradójicamente, la única concesión en Chile donde se construirá una planta de generación eléctrica en el corto plazo (2017) corresponde a Pampa Apacheta, (Urzúa 2002) un sistema considerado “ciego” debido a que no

presenta manifestaciones superficiales. Esto sugiere que existen más sistemas de este tipo, por lo que se vuelve imprescindible buscar herramientas que permitan explorar áreas sin manifestaciones evidentes, pero cuyo contexto es altamente favorable para la ocurrencia de sistemas geotermales. Un ejemplo de este enfoque puede ser observado en el trabajo de [Aravena & Lahsen \(2013\)](#), donde los autores aplican una metodología de superposición de información geológica, geoquímica y geofísica para establecer zonas de alta favorabilidad de ocurrencia de sistemas de alta entalpía (Figura 2).

Si bien se han realizado esfuerzos tanto para estimar el potencial de generación eléctrica (e.g. [Lahsen 1986](#); [Procesi 2014](#); [Aravena et al. 2016](#)) como para dilucidar el origen de las principales áreas termales (e.g. [Sánchez et al. 2013](#); [Benavente 2015](#)), aún existen importantes incógnitas respecto a la influencia del régimen cortical de calor en los mecanismos de formación de reservorios geotermales. Es necesario, por tanto, encontrar criterios que sirvan de guía para campañas de exploración geotermal en el contexto Andino. En particular, la relación entre el volumen de material volcánico que compone los edificios actuales y la fracción intrusiva de estos puede entregar información valiosa respecto al tamaño de las cámaras magmáticas que subyacen los principales centros eruptivos activos en la ZVS. Adicionalmente, esta información es un requisito para establecer balances de elementos móviles en la corteza, los que a su vez permitirían derivar volúmenes de volátiles relevantes tanto climatológicamente como para la exploración de yacimientos metalíferos. Por otra parte, existen pocos valores medidos in-situ de parámetros físico-térmicos (e.g. densidad, conductividad térmica, capacidad calórica) o de tasas de producción de calor radiogénico (PCR) de las unidades geológicas que actúan como basamento para el emplazamiento de sistemas geotermales. Esta escasez de información dificulta desarrollar modelamientos de la estructura termal en la corteza superior. Es necesario, por tanto, realizar mediciones de parámetros termales de las rocas y analizar su correlación con estructuras de primer orden y con la ocurrencia de anomalías termales en los Andes del Sur.

En el presente trabajo, se analizan las características volcanológicas, geotérmicas y estructurales del arco volcánico activo en la ZVS con énfasis en un balance volumétrico de los edificios volcánicos, los que son utilizados para inferir tasas eruptivas y de emplazamiento bajo el arco volcánico activo.

La Fm. Cura-Mallín fue definida formalmente por [González & Vergara \(1962\)](#), en base a dos columnas estratigráficas que abarcan más de 1300 m de areniscas, conglomerados y tobas. Esta secuencia volcano-sedimentaria corresponde al relleno de un sistema de conjunto de cuencas extensionales de tipo rift continental que se desarrolla entre los 36° y 39° S (e.g. [Ramos & Kay 2006](#); [Folguera et al. 2006](#); [Melnick et al. 2006](#); [Rojas Vera et al. 2014](#)). Su importancia radica en que esta unidad (o sus relaciones de contacto) podría actuar como roca caja para un gran número de reservorios (e.g. Tolhuaca, Chillán). Es de esperar que las propiedades térmicas e hidráulicas de las rocas que conforman el relleno y basamento de esta “paleo-cuenca” tengan un control de primer orden en la distribución y composición de las manifestaciones termales superficiales.

En el presente trabajo se medirán propiedades físico-térmicas de las principales unidades geológicas que componen el basamento y relleno de la cuenca de Cura-Mallín entre los 37.5° y 38.5° S; incluyendo densidad, conductividad termal y producción de calor radiogénico. Tras este análisis se definen una serie de dominios termales, y se realiza una modelación numérica de la corteza en base a 4 posibles fuentes de calor: i) Flujo calórico primordial, ii) producción de calor radiogénico (PCR) asociado a la presencia de Uranio, Torio y Potasio en las rocas de la corteza media y superior, iii) calor generado por fricción en zonas de falla y iv) presencia de cámaras magmáticas en la corteza superior.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo Principal

Identificar patrones entre propiedades volcanológicas y geotermales del arco activo en la ZVS.

1.3.2 Objetivos Específicos

- i. Delinear la extensión, establecer la altura basal y medir el volumen los principales edificios volcánicos del Cuaternario en la ZVS.
- ii. Analizar la estructura cortical bajo el arco activo en la ZVS, identificando variaciones latitudinales de parámetros tectónicos y geoquímicos.
- iii. Construir un modelo conceptual del basamento y relleno de la cuenca de Cura-Mallín a los 38 °S.
- iv. Realizar un modelo numérico de elementos finitos que permita cuantificar la influencia de distintas variables involucradas en la estructura termal bajo el arco activo a los 38 °S.

1.3.3 Hipótesis de trabajo

El estudio propuesto se enmarca dentro de las siguientes hipótesis de trabajo:

El volumen de material que compone el edificio volcánico refleja, parcialmente, el volumen de magma emplazado bajo el volcán y las condiciones de flujo magmático necesarias para la ocurrencia de erupciones volcánicas de diversa magnitud. Mediante un análisis comparativo, se busca identificar variaciones del flujo magmático a escala regional. Las manifestaciones geotermales superficiales y la magnitud del flujo calórico superficial se pueden asociar con la presencia de anomalías termales en la corteza continental. La producción de calor radiogénico en la corteza continental cumple un rol primordial en la distribución de temperaturas en un régimen de equilibrio térmico.

1.4 Zona de estudio

En este capítulo se presenta información referente al contexto tectónico y volcanológico de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Se presenta, además, una breve reseña del contexto geológico de la cuenca de Cura-Mallín, donde se construirá un modelo conceptual y numérico a escala cortical.

1.4.1 Zona Volcánica Sur

En el margen occidental de Sudamérica desde los 33° S hasta los 46° S, ocurre una subducción oblicua dextral (N77°E) entre la placa de nazca (oceánica) y la placa sudamericana (continental), con una tasa de convergencia de 6-9 cm/año (Pardo-Casas & Molnar 1987; Angermann et al. 1999; Haberland et al. 2009). Esta configuración tiene como resultado una cadena volcánica de ~1900 km de largo (Figura 4), los volcanes ocurren cuando el ángulo de subducción es relativamente empinado (>25°) a profundidades sobre 90 km (Stern et al. 1995). Adicionalmente existen centros volcánicos del Pleistoceno-Holoceno en el tras-arco, caracterizados por basaltos tipo *plateau* y una gran cantidad de conos monogenéticos.

El margen septentrional de la ZVS se corresponde con la subducción de la dorsal de Juan Fernandez. La fracción de la placa de Nazca entre los 33° S y los 40° S tiene su origen en el *East Pacific Rise*, la porción al sur de los 40° S es formada en el *Chile Ridge*, presentando discontinuidades en las zonas de falla de Darwin, Guambin, Guafo, Chiloe, Valdivia y Mocha (Tebbens et al. 1997). A los 46°S, en la península de Taitao, el *Chile Ridge* colisiona con la fosa oceánica dando origen al *Chile triple junction*, donde colindan las placas de Nazca, Sud-América y Antártica, marcando el fin de la ZVS. Esta relación entre la subducción y el arco activo implica una conexión genética, la que es confirmada por estudios geoquímicos que indican que la generación de magmas se inicia por la deshidratación y/o fusión de la litosfera oceánica y la interacción de estos fluidos con la cuña mantélica que la sobreyace. La corteza continental es incorporada a los magmas mediante una combinación de subducción de corteza en el manto bajo el arco y la asimilación de la misma en magmas derivados del manto (Stern et al. 1995 y referencias allí citadas). La interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana se ve reflejada en la variación de una serie de parámetros entre los que se cuentan la signatura geoquímica de productos volcánicos asociados al arco activo, edad de placa oceánica, profundidad del Moho y aporte de sedimentos en la fosa oceánica, entre otros.

A partir de los 38° S, la tectónica de la ZVS está fuertemente influenciada por la presencia del sistema de Fallas Liquiñe Ofqui (SFLO; Hervé 1976), un sistema de

fallas de intra-arco de naturaleza dextral que abarca más de 1100 km entre los 39° y 46° S. El segmento más septentrional ha sido caracterizado como un sistema de estructuras transtensionales tipo horse tail (Potent 2003; Rosenau et al. 2006). En Argentina, la continuación de la SFLO hacia el norte da lugar al sistema de fallas Antiñir-Copahue, conformado por un abanico de fallas transpresionales y transtensionales de vergencia este, las que afectan rocas volcánicas de Plioceno-Plesitoceno (Cembrano et al. 2007). Este sistema representa el frente tectónico activo de los andes entre los 38° y 39° S. Desde el Plioceno, la deformación dextral paralela a la fosa ha sido particionada en 2 grupos de fallas transformantes conjugadas de 80 a 150 Km de ancho. Este grupo de fallas presenta una geometría tipo SC, de naturaleza NNE-SSW dextral y NW-SE sinistral respectivamente. Modelos cinemáticos sugieren que este sistema de fallas de intra-arco acomoda 67 (+13/-11) Km de desplazamiento dextral desde el Plioceno, mientras que las tasas de cizalle alcanzan 13 ± 3 mm por año (Rosenau et al., 2006). Estas tasas son coherentes si se asume una acomodación de, al menos, la mitad de la oblicuidad asociada a la convergencia (Rosenau et al., 2006). Observaciones de campo en conjunto con dataciones de Ar/Ar y termocronología documentan un evento principal de deformación ductil transpresiva hace ca. 4 ma, seguida de deformación frágil con fallas compresivas y de desgarre, posterior a los 3.8 y 1.8 ma respectivamente (Hervé 1976; Cembrano et al. 2007 y referencias allí citadas).

Exploraciones llevadas a cabo con métodos magneto-telúricos (MT) de muy baja frecuencia, revelan zonas de conductividad moderadamente alta (0.1 S/m) en la corteza profunda, directamente debajo del arco volcánico activo a los 39° S (Brasse & Soyer 2001a). Estas anomalías están espacialmente asociadas al SFLO y a la Zona de falla Gastre (ZFG), un sistema de fallas de cizalle Paleozoico tardío – Mesozoico temprano que cruza la cordillera con rumbo NW. La anomalía es interpretada por los autores como la extensión hacia la corteza profunda de estos sistemas de fallas, asociando los valores de conductividad con presencia de fluidos salinos y/o precipitación de grafito en planos de falla (Brasse & Soyer, 2001).

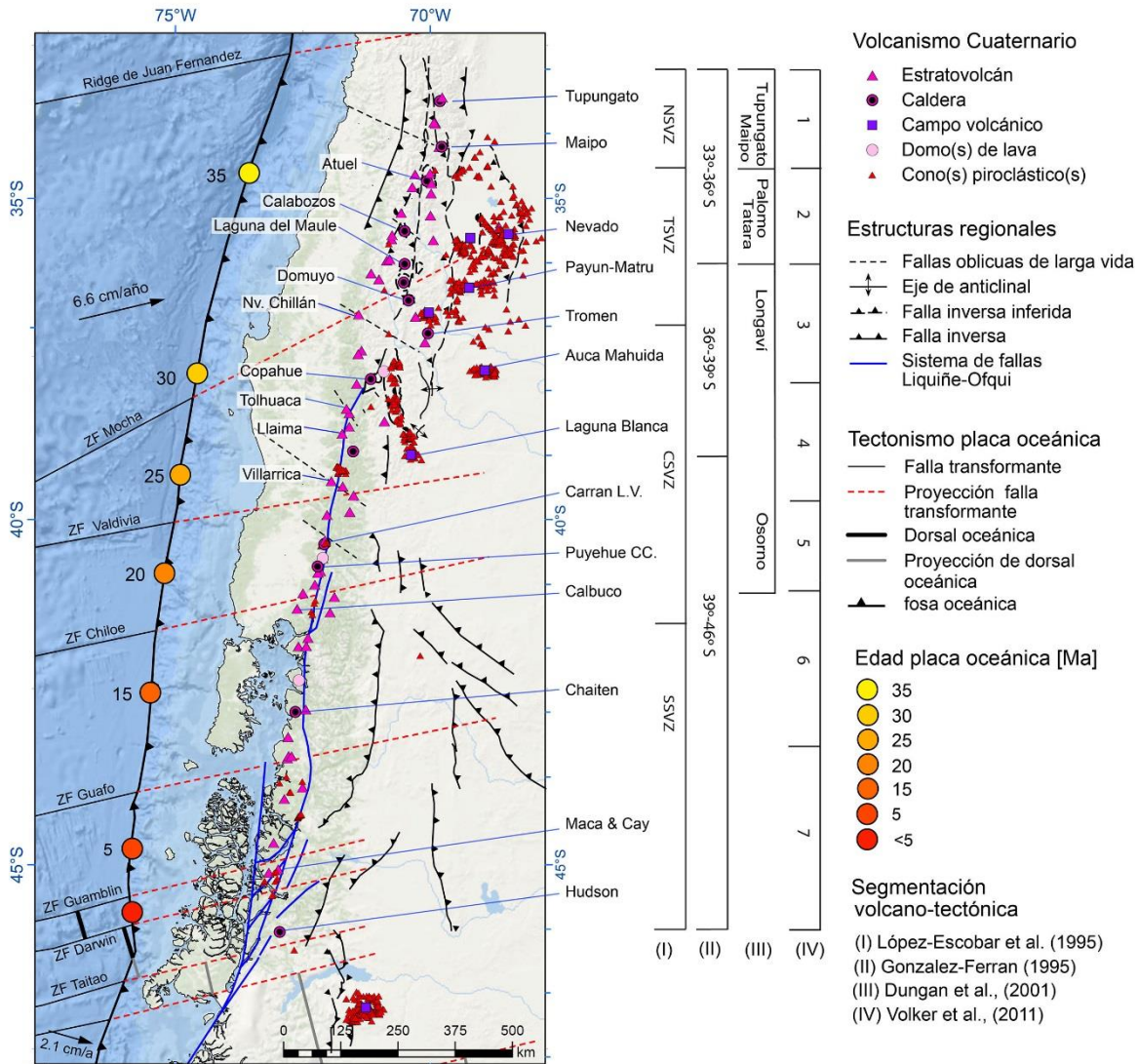
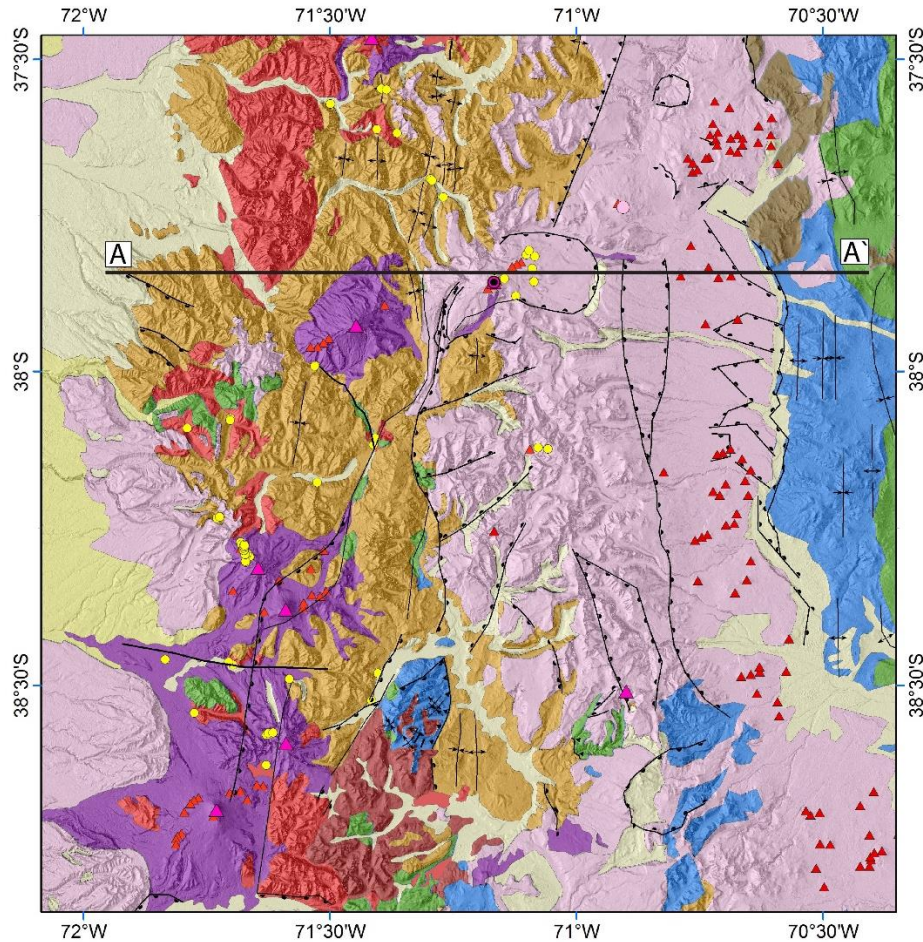


Figura 4. Principales centros eruptivos en la ZVS identificados según tipo de volcán (e.g. Stern et al. 1995; Gonzalez-Ferran 1995; Muñoz B. & Stern 1988; Lara et al. 2011) y asociados a tectonismo y edad de placa oceánica (Tebbens et al. 1997), estructuras regionales (SERNAGEOMIN 2003; Cembrano et al. 2007; Rosenau et al. 2006; Cembrano & Lara 2009) y segmentación volcano-tectónica establecida por diferentes autores (López-Escobar et al. 1995; Gonzalez-Ferran 1995; Dungan et al. 2001; Völker et al. 2011). NSVZ, TSVZ, CSVZ y SSVZ son acrónimos en inglés para Zona volcánica norte, transicional, central y sur respectivamente.

1.4.2 La cuenca de Cura-Mallín a los 38° S

El presente trabajo se construye un modelo de elementos finitos que abarca las zonas comprendidas entre la depresión central, la cordillera principal y las cuencas de tras-arco neógenas a los 38 °S. La cordillera principal en este sector corresponde a un arco magmático Mesozóico-Cenozóico de larga vida y cuencas volcano-sedimentarias de intra arco. La zona del arco y retroarco andino, entre los 37.5° y 38.5° S, se encuentra flanqueada por la faja plegada y corrida del Agrio hacia el este. Su evolución geológica abarca desde el Triásico en adelante y ha experimentado diferentes grados de deformación durante los últimos 120 Ma. (Vergani et al. 1995; Radic et al. 2002; Radic 2010). A pesar de que aún no existe un consenso absoluto (Cobbold & Rossello 2003; Cobbold et al. 2008), se considera que durante el Oligoceno - Mioceno se desarrolló una cuenca extensional en el sector occidental de la faja plegada Neuquina y que, en el Mioceno Superior, habría sido tectónicamente invertida (Jordan & Matthew 2001; Radic et al. 2002; Folguera & Ramos 2002; Folguera et al. 2004a). Radic 2010 define este sistema de cuencas como una división interna en una serie de sub-cuencas caracterizadas por una geometría asimétrica de *hemigraben*, que representan la unidad fundamental del sistema de cuencas de *rift*. El autor reconoce dos sub-cuencas, ubicadas al norte y sur del complejo volcánico Copahue-Callaqui y que denomina sub-cuenca Lileo y Lonquimay respectivamente.

La Subcuenca Lileo limita entre los complejos volcánicos Nevados de Chillán (CVCh) y Copahue-Callaqui (CVCC) por el norte y sur respectivamente, presenta una dimensión NS de 120 Km de largo y 75 de ancho. Su arquitectura extensional corresponde a un hemigraben de polaridad este (Radic 2010). La sub-cuenca Lonquimay se extiende entre el Complejo Volcánico Copahue-Callaqui (CVCC) por el norte y el volcán Sollipulli por el sur. Se orienta principalmente en dirección NNE, presenta un largo de 120 km y un ancho inferido de 80 km, debido a que su límite oriental se encuentra totalmente cubierto por depósitos volcánicos cuaternarios. Su polaridad es oeste, alternada respecto la Subcuenca Lileo.



Leyenda

	Depósitos cuaternarios no diferenciados
	Depositos piroclasticos y de avalancha volcánica
	Volcanismo cuaternario
	Volcanismo Plioceno-Pleistoceno
	Grupo plutónico Melipeuco
	Volcanismo Oligoceno-Mioceno
	Volcanismo Cretácico tardío - Eoceno
	Secuencia Cretácica
	Grupo plutónico Galletué
	Basamento Jurásico - Pre Jurásico

Simbología

	Falla de rumbo dextral
	Falla de rumbo sinistral
	Falla inversa
	Falla normal
	Traza de pliegue
	Traza de anticlinal
	Traza de sinclinal
	Estratovolcán
	Caldera
	Domo(s) de lava
	Crater /Cono monogenético

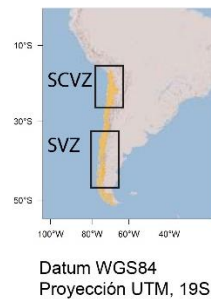


Figura 5. Mapa geológico y de fuentes termales en la zona de estudio. Geología modificada de: [Delpino & Deza 1995](#); [Emparán et al. 1997](#); [SERNAGEOMIN 2003](#); [Potent 2003](#); [Melnick & Echtler 2006](#); [Gerd 2008](#); [Bertín 2010](#); [Radic 2010](#); [Vera 2011](#). Estructuras modificadas de: [Rosenau et al. 2006](#); [Folguera et al. 2004b](#); [Tunstall & Folguera 2006](#); [Potent 2003](#); [Vera et al. 2009](#); [Pérez et al. 2010](#). Fuentes termales modificadas de: [Pérez 1999](#); [Muñoz, M. A. Alam, et al. 2011](#); [Melosh et al. 2012](#); [Agusto et al. 2013](#). Referencias de centros eruptivos en Figura 4.

2 Metodología

2.1 Balance comparativo de volumen de edificios volcánicos

Los volcanes activos analizados en este trabajo son seleccionados de la base de datos del Servicio Nacional de Geología y Minería ([Lara et al. 2011](#)), del programa de volcanismo global del museo *Smithsonian* ([Siebert & Simkin 2002](#)) y del libro “Volcanes de Chile” ([Gonzalez-Ferran 1995](#)).

Si bien la mayoría de los volcanes activos considerados suelen presentar edades de actividad menor a 500 ka, la ventana de tiempo seleccionada para el balance volumétrico abarca desde el Pleistoceno superior al Cuaternario, hasta un máximo de 2 Ma. Este rango se corresponde con las edades máximas documentadas para gran parte de los centros eruptivos en la ZVS (e.g. [Ramos & Folguera 2011](#); [Stern et al. 1995](#)). Los centros eruptivos con productos de mayor edad son analizados en detalle para, de ser posible, incluir solo la porción del edificio que representa erupciones más recientes (e.g. Laguna del Maule, Nevados de Chillan). Los volcanes cuya morfología no permita medir el volumen que compone el edificio (e.g. volcán Sierra Velluda, caldera Diamante), aquellos con volúmenes menores a 3 Km³ (e.g. volcán Crater, complejo Caburgua-Huelemolle, Complejo Puyuhuapi) y los centros cuya edad no este claramente establecida o supera la ventana de tiempo considerada (e.g. volcán Risco Plateado, caldera del Agrio) no son incluidos en este análisis. Existen, además, extensas lavas de tipo *plateau* en el trasarco argentino, las que por su bajo relieve no permiten una cuantificación volumétrica a esta escala (eg: Campo volcánico Pali Aike, campo volcánico Puelche) y, por lo tanto, tampoco son consideradas.

Aplicando criterios morfológicos definidos por [Siebert and Simkin \(2002\)](#), [Grosse et al. \(2009\)](#) y [Völker et al., \(2011\)](#) se discriminan volcanes tipo cono, subcono y macizo con diferentes grados de definición morfológica. Esta clasificación es contrastada con el contexto tectónico-estructural, la presencia de sistemas geotermales documentados y la ocurrencia de manifestaciones superficiales (e.g.

fumarolas, manantiales calientes, piscinas burbujeantes, pozas de barro) que constituyen evidencia de permeabilidad asociada a sistemas hidro-termales actuales. De esta manera se establecen 4 categorías morfológicas y 8 subcategorías en función a la presencia de fuentes termales identificadas (Tabla 1).

Tabla 1. Categorías morfológicas utilizadas para clasificar los principales centros eruptivos de la ZVS. Cada centro a su vez es clasificado en función de la presencia (a) y ausencia (b) de fuentes termales a menos de 15 km. Adicionalmente se indica la ocurrencia de volcanismo histórico documentado (s/n).

Segmento	Termas	Volc. Hist. (s/n)	Ejemplo	Morfología
I	a	s s	Llaima. Villarrica	Estratovolcán individual morfológica y temporalmente bien definido. Geometría cónica puede presentar una base levemente elongada con migración de cráteres. Desarrollo de quebradas leves, permite establecer circularidad.
I	b	s n	Maipo. Lanin	
II	a	n n	Nv. de Longaví. Copahue.	Estratovolcán compuesto y/o con erosión parcial en los flancos. Geometría cónica presenta una base irregular con frecuente migración de cráteres. Temporalmente bien definido. Desarrollo de quebradas leves, permite establecer circularidad.
II	b	s s	Antuco. Corcovado.	
III	a	s s	Tinguiririca. Desc. Grande.	Volcanes o calderas emplazados en basamento de topografía irregular o formando parte de una cadena volcánica. Definición temporal pobre. Erosión de laderas no permite establecer circularidad.
III	b	n n	Lomas Blancas. Huanquihue.	
IV	a	n n	Laguna del Maule. Domuyo.	Calderas antiguas (>400 ka), escudos, edificios múltiples y conos mono-genéticos. Morfológica y temporalmente poco definidos. Erosión de laderas no permite establecer circularidad.
IV	b	n n	Caldera de Atuel. Caldera Mary.	

La estimación de volumen del edificio volcánico para cada complejo se realiza mediante la herramienta *Surface volumen* de la extensión *3D analyst* en ArcGIS. A partir de un modelo de elevación digital (DEM) y estimando un plano horizontal como base del edificio, este software entrega el volumen comprendido entre el plano horizontal y la topografía determinada por el DEM. En este trabajo se utilizó el

modelo de elevación ASTER GDEM versión 2, desarrollado por el Ministerio de Economía, Comercio e Industrias de Japón (METI) y la Asociación Aeronáutica Y de Administración Espacial de Estados Unidos (NASA) generado a partir de datos recolectados del radiómetro espacial de emisión termal y reflexión laser (ASTER). Este modelo de elevación presenta importantes mejoras respecto a la versión 1, entre las que se cuentan la reducción de artefactos y vacíos, con mejoras en la resolución vertical y horizontal. Tiene una resolución de 1 arco-segundo (30 m) en coordenadas geográficas y es referenciado al geoide WGS84. Tiene una exactitud horizontal de 30 m con un 95% de confianza y 20 m con un 95% de confianza en la componente vertical ([Tachikawa et al. 2011](#)).

La estimación del plano basal adecuado y del contorno a partir del cual se mide el volumen para cada complejo son los factores más importantes a la hora de estimar el volumen del edificio volcánico. La definición de estos parámetros se realiza siguiendo los criterios propuestos por [Grosse et al., 2009](#), [Aravena & Lahsen, 2010](#) y [Volker et al., 2011](#). seleccionando las zonas adyacentes al centro eruptivo que presenten una mayor variación en la pendiente, dentro de un perímetro determinado por la extensión de los productos volcánicos recientes. En el caso de centros eruptivos morfológicamente complejos, la erosión de material volcánico de los flancos del edificio y el depósito de abanicos sedimentarios dificultan la elección adecuada de una línea base. Esta dificultad se suple con la utilización de mapas geológicos locales (e.g. [Dixon et al. 1999](#); [Sellés 2006](#); [Potent 2003](#); [Melnick & Echtler 2006](#); [Rojas Vera et al. 2014](#)).

En el presente trabajo se establece arbitrariamente que la línea que une los centros eruptivos ubicados más al oeste del arco activo corresponde al frente volcánico activo (Figura 6). Los volcanes ubicados a más de 5 km de esta línea se consideran volcanes de intra y/o tras-arco.

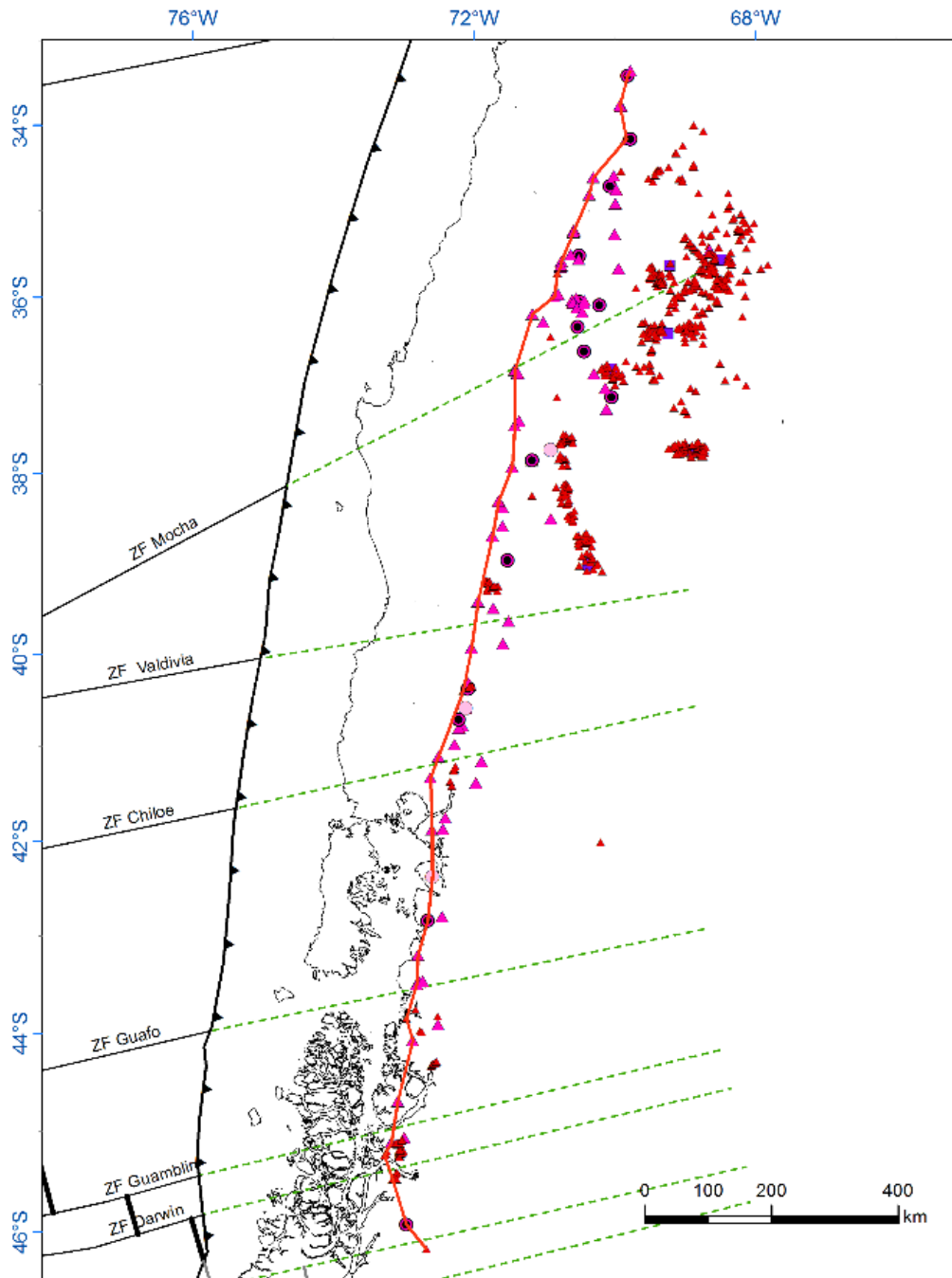


Figura 6. Ubicación de centros eruptivos cuaternarios, fosa oceánica y frente volcánico considerados para análisis espacial. Simbología de centros eruptivos en Figura 4

2.2 Propiedades termo-físicas de roca

A fin de estudiar sus propiedades termo-físicas, se realiza un muestreo de las rocas que conforman el basamento y el relleno de la cuenca de Cura-Mallín. Este muestreo abarca desde los 37.5° a los 39° S (Figura 17) e involucra rocas que representan una amplia gama de litologías, incluyendo unidades sedimentarias e ígneas. Estas muestras son descritas y clasificadas en escala macro y microscópica, para definir miembros representativos de los distintos dominios termales presentes en la zona de estudio. Posteriormente se realizarán mediciones de conductividad, capacidad calórica y densidad de roca, los que serán utilizados para inferir los dominios termales a aplicar en la modelación numérica.

Debido a la ausencia de muestras de roca extraídas de pozos profundos, se aprovechará la complejidad tectónica de la zona de estudio, que ofrece afloramientos representativos de rocas pertenecientes a gran parte de los niveles profundos del arco Andino entre los 36° y 39° S (Figura 5). De manera concordante con la resolución de la grilla a utilizar en el modelo de elementos finitos, el principal criterio de muestreo involucra unidades cuya potencia se considera superior a 1 Km.

La densidad de las rocas es determinada siguiendo los lineamientos planteados en la norma C127-12 (ASTM 2012). Siguiendo el principio de Arquímedes, se pesa la muestra de roca fuera y dentro del agua, la densidad de la roca corresponde entonces a la razón:

$$\rho_{roca} = \frac{m_{aire}}{m_{aire} - m_{agua}} \quad (\text{Ecuación 5})$$

Donde, ρ_{roca} es la densidad de la roca. m_{aire} y m_{agua} corresponden a la masa de la muestra fuera y dentro del agua respectivamente.

Las muestras recolectadas en terreno son cortadas en cubos de ~30 cm de arista (Figura 7, c). Para medir las propiedades térmicas de las rocas, se utiliza el analizador de propiedades termales KD2pro (Decagon Devices Compliance., 2009). En particular, la sonda dual SH1; que ha sido fabricada para medir conductividad,

calor específico volumétrico y difusividad térmica de una amplia variedad de sólidos. El sensor dual consiste en dos agujas paralelas de acero inoxidable, de 1.27 mm de diámetro y 30 mm de largo (Figura 7, e). La utilización de esta sonda requiere realizar dos perforaciones en el plano perpendicular a la dirección en que se desean medir las propiedades. Estas perforaciones fueron realizadas en concordancia con los requerimientos del sensor ([KD2 pro op.man., 2012](#)), cuidando de tener un mínimo de 1.5 cm de roca sobrante y paralela al sensor en todas las direcciones. En algunos casos se perforo subacuáticamente, a modo de reducir las fracturas por efecto de la perforación en rocas de alta dureza.

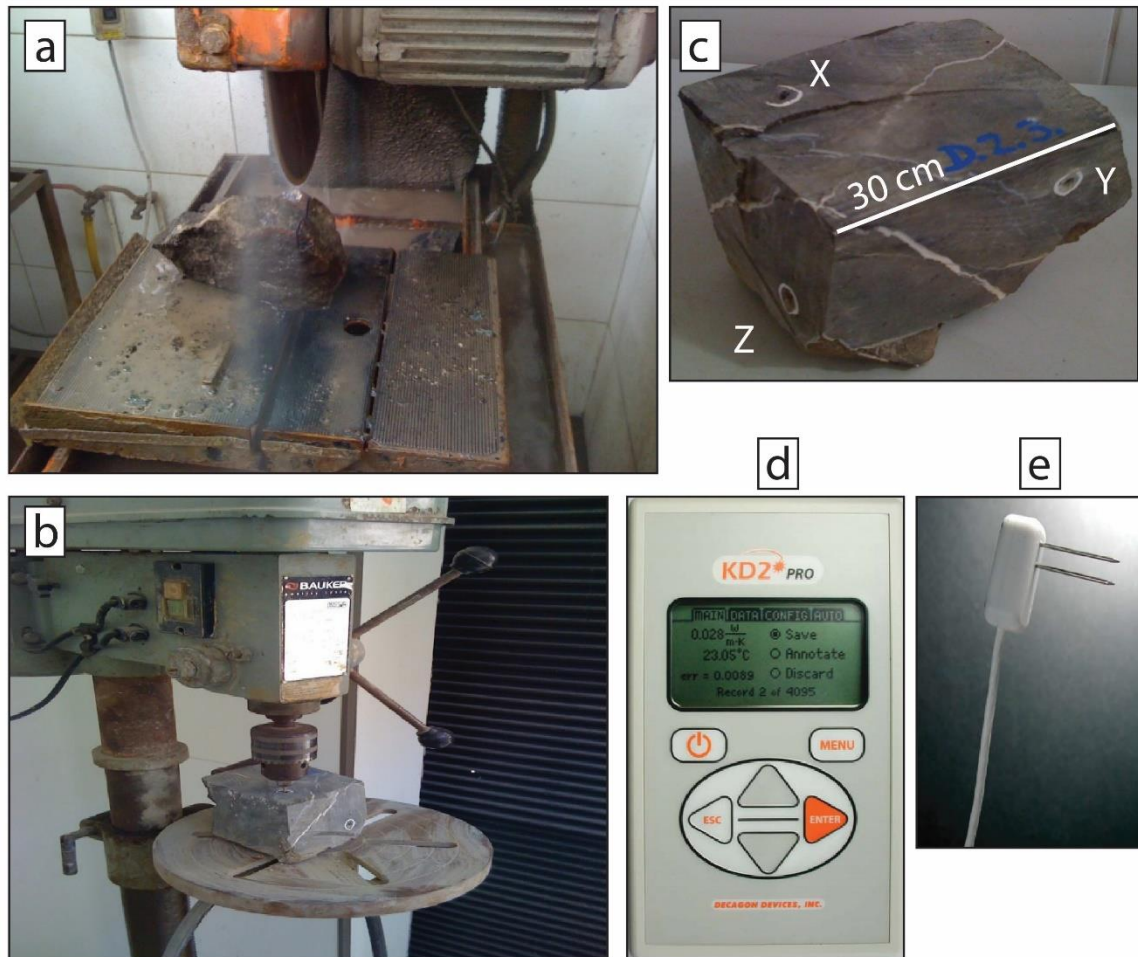


Figura 7. (a) Corte de roca, (b) perforación de roca, (c) Muestra de roca previo a medición de propiedades térmicas, (d) medidor de propiedades térmicas, (e) Sonda dual (SD).

Se realizaron 50 mediciones de concentraciones de U, Th y K en los principales afloramientos de rocas volcánico-sedimentarias e ígneas de la zona de estudio (Figura 17), en cada afloramiento se realizaron 3 a 5 mediciones para descartar valores anómalos o ilógicos. Las mediciones se realizaron con un espectrómetro portátil de rayos Gamma de 1024 canales y un cristal centelleador de NaI (Figura 8, a). Basado en la tasa de conteos del cristal, ponderados por su respectiva energía (Figura 8, b), es posible calcular la proporción de elementos mediante una constante de calibración. Se estableció un tiempo de medición de 5 minutos, lo que implica una precisión de 0.1% para K, 0.4 ppm para U y 0.6 ppm para Th. La precisión típica para cristales de NaI es de 7% a 2.61 MeV. (Nicolet & Erdi-Krausz 2003).

El instrumento se debe colocar sobre una cara plana y preferiblemente fresca del afloramiento, cuidando de que este supere 1 m³ de volumen. La tasa de producción radiogénico de las unidades que no afloran es tomada de trabajos enfocados en la producción de calor radiogénico en corteza continental (He et al. 2009; Vilà et al. 2010a; Mareschal & Jaupart 2013).

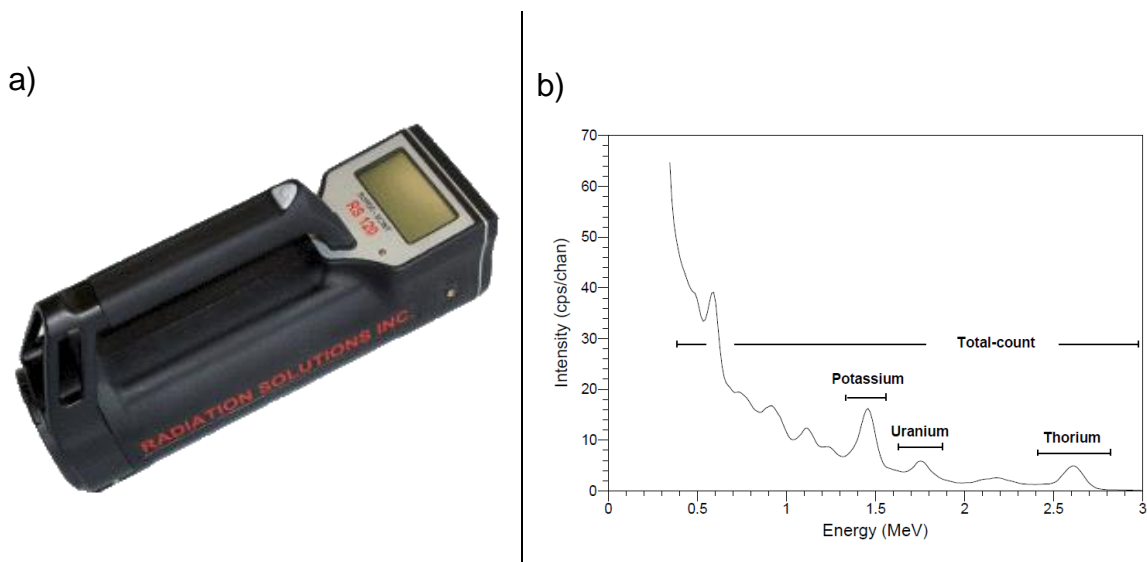


Figura 8. a) Ejemplo de espectro de rayos gamma señalando la posición de las ventanas convencionales de energía respectiva para cada elemento (Nicolet & Erdi-Krausz 2003). b) Espectrómetro de rayos gamma RS120.

2.3 Modelamiento conceptual y numérico

Para obtener un modelo robusto, que involucre información geológica y geofísica, se integran una serie de estudios realizados en el arco volcánico actual y las cuencas de tras-arco neógenas entre los 36°-39° S. (e.g. Vergani, et al., 1995; López-Escobar et al., 1995; Suárez & Emparan, 1997; Folguera et al., 2002; 2003; Rosenau M. R., 2004; Melnick D., 2007; Radic J. P., 2010.), con las mediciones de propiedades fisico-térmicas obtenidas en terreno y restricciones geofísicas basadas en estudios previos en el area (e.g. Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006; Yuan et al., 2006; Melnick D., 2007; Bertin, 2010; Rojas Vera, 2011). Solamente se consideran las estructuras de primer orden, con lineamientos cuyas trazas alcanzan decenas a cientos de kilómetros. Estas estructuras se categorizan en dos grupos; i) un sistema de fallas N-S, de naturaleza dextral y ii) estructuras oblicuas al arco activo, que pueden ser de naturaleza dextral o sinistral (Rosenau M. R., 2004). Relaciones de corte mutuos entre estos dos grupos de lineamientos, indican que el fallamiento fue contemporáneo (Rosenau et al., 2006), lo que permite englobar los grandes sistemas de fallas pertenecientes a la primera categoría (ie: Liquiñe-Ofqui, BíoBío-Alumine y Gastre).

En el segmento, entre los 37 y 38 °S, la estructura profunda de la corteza fue construida en función del modelo propuesto por Luth & Wigger (2003) y Folguera et al. (2007), quienes mediante refracción sísmica y gravimetría establecieron discontinuidades corticales profundas. El Moho continental es observado a una profundidad de ~45 km bajo la cordillera principal y disminuye su profundidad hacia el este alcanzado ~30 km en el sector de la fosa de Loncopué. La discontinuidad Litosfera-Astenosfera (DLA) fue construida utilizando el modelo de densidades propuesta por Tassara y Echaurren., 2012. Análisis geoquímicos sugieren que para producir magmatismo de arco son necesarias temperaturas de 1200 °C en la cuña mantélica (Tatsumi & Eggins, 1995; Kelemen et al., 2003). Los centros eruptivos se ubican sobre una atenuación cortical (Yuan et al., 2006), subyaciendo el margen oriental del arco andino, asociado a una anomalía astenosférica producto de un aumento en el manto de la placa subductada a esta latitud (Muñoz & Stern, 1988).

El gradiente termal altitudinal tiene una influencia fundamental en la temperatura de áreas con topografías abruptas (Gutiérrez et al. 2012). Sin embargo, la escala cortical del modelo involucra rangos de temperatura cuyo orden de magnitud supera las alcanzadas en superficie.

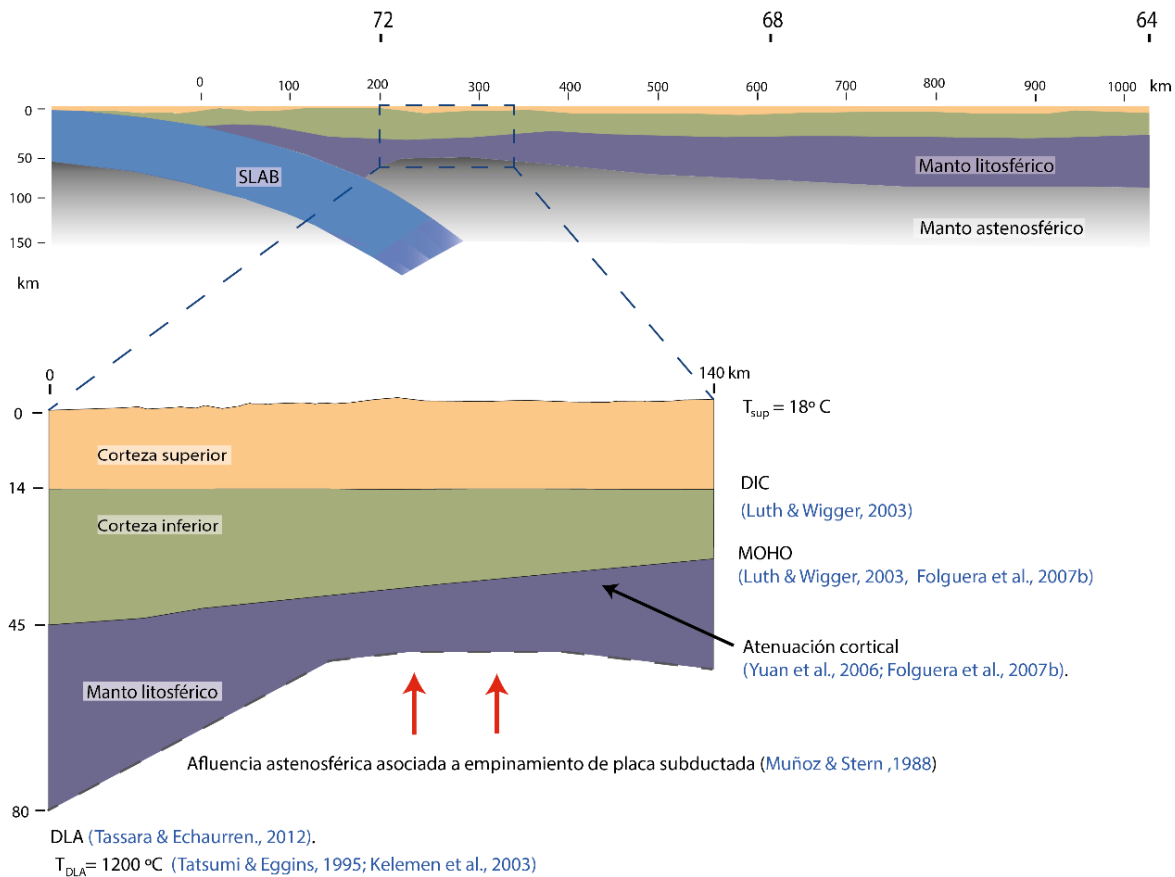


Figura 9. Sección E-W a los 38° S (en la fosa) del modelo conceptual utilizado. Al lado derecho se indican las discontinuidades corticales: techo de la placa oceánica subductada (SLAB), discontinuidad intra-cortical (DIC), discontinuidad litosfera-astenosfera (DLA).

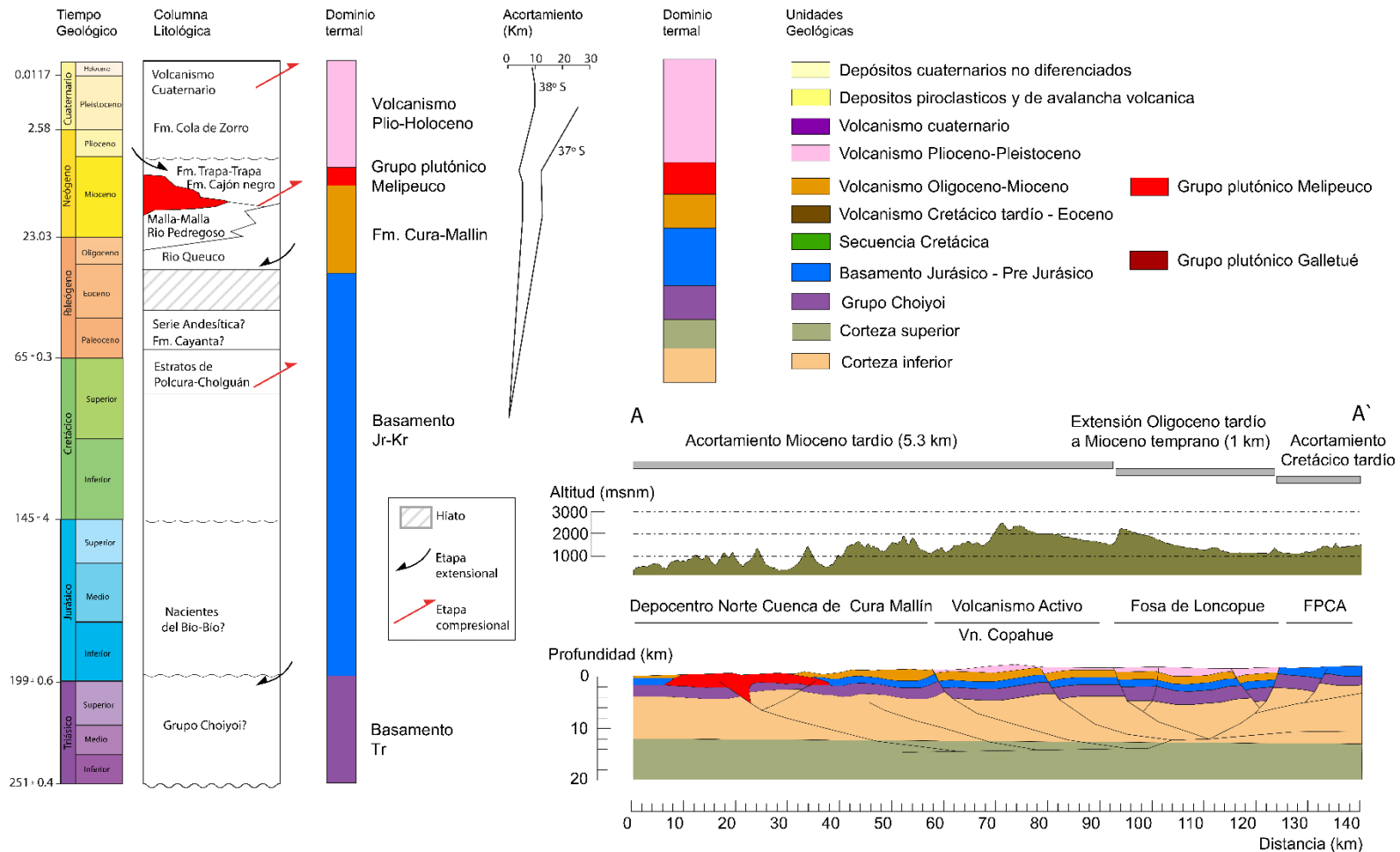


Figura 10. Resumen esquemático de correlación entre estratigrafía, contexto volcánico-tectónico y dominios térmicos definidos para la zona de estudio. Abajo: Sección estructural E-W (A-A` en Figura 5) y dominios térmicos presentes en los primeros 30 km de la corteza (Modificado de [Rojas Vera et al. 2014](#) y referencias allí citadas).

Para desarrollar un modelo numérico a escala regional, nos enfocaremos en la solución 2D de la ecuación de transferencia de calor en sólidos. Se realizará un perfil de escala cortical basado en un modelo conceptual e imponiendo condiciones de borde en base a restricciones geológicas y geofísicas. Se definen un conjunto de dominios termales y condiciones iniciales, tanto para las componentes tiempo-dependientes como para las de régimen permanente. Estos parámetros permitirán visualizar la distribución de temperaturas en el espacio-tiempo posterior al emplazamiento de cámaras magmáticas someras, así como el régimen permanente asociado a un flujo basal proveniente del manto y del calor radiogénico generado en la corteza. Este perfil será evaluado mediante un engrillado triangular estático de elementos finitos (Tabla 2, Figura 11), con énfasis en definir un grillado más fino a medida que se aproxima a un contacto de dominios termales con propiedades diferentes, así como en el caso de geometrías cuya complejidad sea mayor.

Para obtener la solución de las ecuaciones diferenciales que rigen el modelo se utiliza el módulo de transferencia conductiva de calor del software COMSOL Multiphysics. La transferencia de calor en sólidos se rige por la expresión:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (k \nabla T) + Q \quad (\text{Ecuación 6})$$

Donde ρ es la densidad, C_p es la capacidad calórica, k es la conductividad térmica y Q representa cualquier fuente o sumidero adicional de calor (ie. calor radiogénico, fricción en sistema de fallas). Si el sistema alcanza un equilibrio térmico, el primer término de esta ecuación desaparece dejando la expresión más básica de la ley de conducción de Fourier (Antecedentes, Cap. I). La geometría se discute en profundidad en la presentación del modelo conceptual, los elementos que componen el modelo corresponden a prismas cuyas propiedades geométricas se resumen en la Tabla 2. Las propiedades físico-térmicas de roca utilizadas en el modelo, incluyendo la tasa de producción radiogénica de calor se resumen en la tabla 2.

Para optimizar el tiempo de procesamiento se impone una temperatura inicial en base a un gradiente geotermal de 20 °C/km, los bordes del modelo se consideran aislados (condición de borde de Neumann). En la base de la litósfera (LAB) se impone una

temperatura constante de 1200 °C mientras que en la superficie esta es de 18 °C (condición de borde de Dirichlet). Los valores de conductividad termal (k), difusividad termal (α) y calor específico a presión constante (C_p) tienen una dependencia directa con la temperatura. En la corteza, tanto k como α decrecen sobre la temperatura ambiente (Vosteen & Schellschmidt, 2003). Un gran número de modelos realizados hasta la fecha asumen valores constantes para estos parámetros, lo que puede llevar a errores importantes cuando se modelan altas temperaturas, pues no se considera el posible efecto de aislante térmico que constituye la corteza media (Whittington et al., 2009), o el incremento en el volumen de magma móvil (>60% fundido) que es susceptible de ser acumulado en la corteza media a superior (Gelman et al., 2013). Se utiliza una conductividad termo-dependiente, derivada de las mediciones de difusividad termal en rocas corticales comunes a diferentes temperaturas de Whittington et al., (2009) .

Para estimar la tasa de generación de calor por fricción en zonas de falla (SH por acrónimo en inglés) se utiliza la expresión planteada por Nabelek & Liu (1999):

$$SH = \frac{\tau * v}{z} \quad (\text{Ecuación 7})$$

Donde τ es el esfuerzo de cizalle impuesto como de 30 MPa, v es la velocidad de desplazamiento de la falla (3 cm/año) y z es el ancho característico de la zona de cizalle. El emplazamiento de magma se considera instantáneo y solo se permite el intercambio de energía, no de masa. Para simular el efecto en la corteza se impone una condición periódica de borde asociada a la temperatura del magma que varía en el rango de 700 a 900 °C. Para contrastar los resultados, se compara la estructura termal obtenida con i) el flujo superficial estimado en la literatura (i.e. Muñoz & Hamza 1993; Hamza et al. 2005) y ii) la presencia de anomalías geotermales y trabajos realizados en contextos geológicos similares.

Tabla 2. Cantidad, geometría y calidad de los elementos geométricos que componen la grilla.

Elementos	33867
Vértices	276
Calidad promedio (q)	0.97
Tamaño máximo (m)	5180 (m)
Tamaño mínimo (m)	17.5 (m)

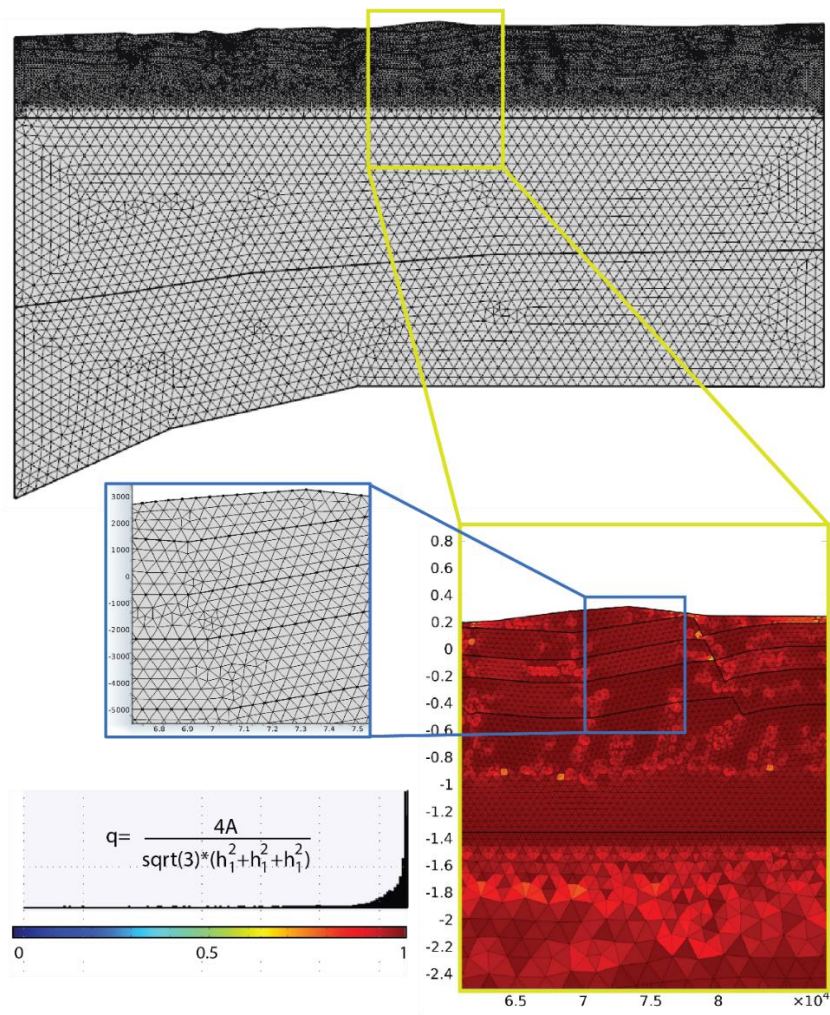


Figura 11. Grilla utilizada en el modelo numérico. Escala de colores indica el valor del indicador de calidad geométrica q . Histograma indica la cantidad de elementos en función de q .

3 Resultados

A continuación se presentan dos conjuntos de resultados derivados de este trabajo de tesis: i) Volumen de edificios volcánicos del Cuaternario en la ZVS y ii) parámetros termo-físicos y producción de calor radiogénico de las rocas que conforman el relleno y basamento de la cuenca de Cura-Mallín a los 38° S.

3.1 Volumen de edificios volcánicos en la ZVS

En la Tabla 1 (ver metodología) se presenta la categorización morfológica-geotermal utilizada para clasificar los mayores centros eruptivos en la ZVS. En base a los criterios establecidos en la metodología se establecen ocho subcategorías y ejemplos de centros eruptivos pertenecientes a cada una de ellas. En la Tabla 3 se presentan los principales centros eruptivos considerados en este estudio. Se incluyen la ocurrencia documentada de erupciones históricas (V.H), una descripción morfológica, la categoría morfo-geotermal (categoría morfológica y ocurrencia de termas), la altitud del plano basal (b), altitud del edificio volcánico (h), extensión del plano basal y volumen obtenido (Figura 12). Se incluye una columna con las principales referencias utilizadas tanto para delinear los depósitos y estimar el plano basal como para recopilar porcentajes de SiO₂. En la tabla 1 de los anexos se incluyen tanto la distancia medida perpendicular a la fosa oceánica (DF) y al frente volcánico activo (DFV), como rangos de SiO₂ (%) y dataciones recopiladas de la literatura volcanológica (referencias en Tabla 4).

Tabla 3. Centros eruptivos del Cuaternario en la ZVS. S= Segmento V.H= Ocurrencia de volcanismo Histórico (s/n), C.M.= Categoría Morfológica, T= Manifestaciones geotermales (a=si/b=no), altitud de la base, altura, extensión y volumen de edificio volcánico. Referencias utilizadas para definir extensión de productos volcánicos en tabla 4. Valores en paréntesis reflejan resultados aplicando una base más baja.

Volcán	S	ID	UTM E	UTM N	V.H Descripción	C.M	T	Base msnm	h (m)	A (km ²)	Vol (km ³)	Ref.
Tupungato	I	Tg	428493	6309010	n EV compuesto con dos crateres centrales	II	a	4400	2150	147	41	8, 16
Tupungatito	I	Tgt	424792	6302126	s 8 cráteres activos en borde NW de caldera de 5 km de diámetro	III	a	4300	1813	124	71	8, 16, 45
San Jose-Plantat - La Engorda, Marmolejo	I	SJ	416549	6261263	s EV y centros adventicios controlados por fractura N20W, 5 km al SW de caldera Marmolejo.	III	a	4000	1834	256	115	8, 16, 30
Maipo, Diamante	I	Ma	423797	6219192	s EV cónico de perfil parabólico, inserto en area norte de caldera de 30x20 km.	I	b	3280	1990	147	59	8, 16, 43, 31
Guanaquero, Atuel	II	Gua	416870	6177194	n Conos piroclásticos parásitos emplazados en vertiente exterior NE de caldera de 45x30 km	IV	b	3650	1162	56	13	16
Overo, Atuel	II	Ov	407948	6171580	n Flujos de lava y conos cinericios en extremo NE de caldera	IV	b	3650	684	122	29	16
Palomo	II	Pal	381137	6169361	n EV con migración al NE sobre doble estructura caldérica.	III	b	3600	1234	17	6	8, 16
Sosneado, Atuel	II	Sos	410995	6153797	n Flujos de lava y conos cinericios en extremo SE de caldera	IV	b	3600	1575	99	21	16
Tinguiririca	II	Ti	376236	6146484	s Macizo con al menos 10 centros eruptivos, activo en extremo N de cordón fisural de ~20 km en rumbo N250W	III	a	3330	957	219	31	8, 16
Risco Plateado	II	RP	410390	6135722	n EV controlado por fractura N70°E	IV	b	3000	1931	71	49	16
Planchón - Peteroa - Azufre	III	PPA	356759	6101005	s EVes orientados N14°E a lo largo de 6 km, formando un macizo de ~15 km.	III	a	2560	1540	334	55	8, 17
Descabezado Chico-Cerro del Medio, Calabozos	III	DcC m	353129	6068700	n Centros múltiples de 13 y 7 cráteres en sector oeste y central de caldera Calabozos (30x20 km) respectivamente.	II	a	2400	882	143	40	3, 8, 16
Nevado	V	Ne	546189	6063381	n Conos monogenéticos y EV sobre plataforma basáltica	IV	b	2100	1330	1303	177	41, 11

Volcán	S	ID	UTM E	UTM N	V.H	Descripción	C.M	T	Base msnm	h (m)	A (km ²)	Vol (km ³)	Ref.
Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul	III	DQCa	341279	6060490	s	Eves (DG-CA) y conos adventicios (Q) orientados en macizo N17E de ~10 km de largo.	III	a	2200	1752	407	114	3, 8, 14
San Pedro-Pellado	III	SPP	333024	6015353	n	Eves superpuestos en dirección ENE, formando macizo de ~10km.	III	b	1750	1872	357	119	8, 21
Laguna del Maule	III	Lma	364656	6009205	n	Domos riolíticos y <i>coulées</i> en caldera de 17x23 km. Abombamiento supera los 25 cm/año.	IV	a	2150	942	151	38	4, 35, 43
Nevado de Longaví	IV	Nlo	305462	5992063	n	Domo central, coladas de lava y conos adventicios en crater de EV.	II	a	1650	1590	71	23	8, 26
Lomas Blancas	IV	LB	319397	5982079	n	EV con anfiteatro abierto hacia el SE	III	b	1350	880	55	16	16
Valvarco	III	Va	363447	5976802	n	Al menos 35 domos dacíticos, flujos de lava y conos monogénicos ubicados en Caldera de 30x20 km.	IV	b	2000	595	322	178	16
Payun Matru	V	PM	478396	5969217	s	EV en campo de conos monogénicos, domos, flujos de lava y flujos de piroclastos.	IV	b	2100	1697	790	285	41, 49, 51
Domuyo	III	D	372326	5945570	n	Domos y lavas de al menos 14 centros eruptivos en el interior de caldera de 16 km de diametro.	IV	a	2500	2186	275	161	7, 67
Nevados de Chillan	IV	NCh	288013	5917141	s	EV múltiple con calderas, domos y conos cinericios controlados por fractura N30°W	III	a	1800	1041	203	98	16, 21
Tromen - Waile - Tilhue	V	Trm	407519	5888856	s	Macizo construido por alrededor de 8 centros eruptivos sobre dos calderas traslapadas. Control de fractura N25E.	III	b	2200	1775	771	153	11, 16, 45, 51
Antuco	IV	An	291874	5856960	s	EV con anfiteatro caldérico de ~4 km	II	b	1460	1503	129	28	8, 16, 20
Sierra Velluda	IV	SV	286396	5850716	n	EV fuertemente erosionado	III	a	1460	2049	139	64	16, 20
Trolon	VI	Trl	506698	5822822	n	Domos y flujos de lava en dos cráteres principales controlados por fractura N60E	III	b	1920	587	67	6	10, 16
Auca Mahuida	V	AM	332057	5821544	n	Volcan escudo en campo de conos monogénicos, domos, flujos de lava y flujos de piroclastos.	IV	b	1130	1377	4209	134	41, 46, 49
Copahue, Trapa-Trapa (Del Agrio)	VI	Co	309298	5807749	n	EV controlado por fractura de ~2 km con rumbo N70E. Construido sobre caldera Trapa-Trapa (7 km) emplazada en borde occidental de caldera Del Agrio (20x17 km)	II	a	2000	971	475	24	11, 16

Volcán	S ID	UTM E	UTM N	V.H Descripción	C.M	T	Base msnm	h (m)	A (km ²)	Vol (km ³)	Ref.
Callaqui	VI Ca	284899	5799473	n EV elongado con base elipsoidal de 20x6 km controlado por fisura N60E con al menos 16 centros eruptivos	II	a	1570	1520	383	41	2, 16
Tolguaca	VI To	268657	5756139	n EV compuesto con tres cráteres principales y centros monogenéticos controlados por fractura N40 W	III	a	1500	1267	158	26	7, 16, 18
Lonquimay	VI Lo	273752	5748912	s EV de perfil levemente parabólico con centros adventicios controlados por fractura de 8 km con rumbo N65E	I	a	1500	1337	104	21	16, 18
Sierra Nevada	VI SN	274454	5725359	n EV de estructura caldérica con cordón eruptivo hacia el oeste. Fuertemente erosionado	III	a	1300	1235	69	26	7, 16, 40
Llaima	VI Lla	262574	5713267	s EV compuesto y de escudo ligeramente parabólico en su tramo superior. Ocurrencia de 40 conos adventicios de escoria y piroclastos.	I	a	(500) (0)	1793 (2593) (3093)	497	73 (216) (307)	7, 30
Sollipulli	VI Soll	281861	5683578	s Domo dentro de calderas traslapadas hacia el noreste	III	a	1300	971	499	74	15, 16
Villarrica	VII Vi	246934	5632463	s EV de perfil recto en su tramo superior. Construido sobre calderas traslapadas con cráteres elongados N60W	I	a	1260	1584	798	56	9, 29
Quetrupillan	VII Que	266336	5624307	s EV construido sobre doble estructura caldérica (10x7 y 3.5 km) y conos monogenéticos en vertiente sur	III	a	1380	987	205	39	9, 16, 19
Lanin	VII La	285250	5609501	n EV cónico con perfil parabólico.	I	b	1650	2096	201	39	9, 16
Huanquihue	VII Hua	279396	5581598	n Flujo de lava y cono de piroclastos con dos cráteres a 2 km	III	b	1380	731	26	5	16
Mocho-Choshuenco	VII MCh	241312	5575618	s EV (El Mocho) emplazado en caldera (Choshuenco) de 3 km de diámetro	III	b	1000	1418	368	58	33
Puyehue	VII Pu	236516	5502841	n EV caldera construido en margen SE de complejo fisural Cordón Caulle, de 20km en rumbo NW	III	a	600	1624	1744	455	32
Antillanca-Fiucha-Sarnoso	VII AFS	233737	5481211	n EVs erosionados y cubiertos por 60 conos monogenéticos controlados por fractura N30-80E	IV	a	750	1238	438	98	16, 43
Osorno/Puntiagudo-Cordón Cenizos	VII O/PC c	225138	5459018	s EV (O) en margen SW de cordón fisural (CC) de ~40 km en rumbo N55E.	I / III	a	850/850	1573	995 / 63	84 / 27	1, 6, 16, 38

Volcán	S ID	UTM E	UTM N	V.H Descripción	C.M	T	Base msnm	h (m)	A (km ²)	Vol (km ³)	Ref.
Tronador	VIII Tnr	257930	5439801	n EV fuertemente erosionado	III	b	1450	1982	189	57	16, 66
Calbuco	VIII Cb	197713	5418154	s EV compuesto fuertemente erosionado.	III	b	650	1323	210	29	5
Cuernos del diablo	VIII CD	252021	5414136	n EV fuertemente erosionado con centros adventicios monogenéticos en vertientes SW y NW	III	b	1000	759	71	13	16
Yate-Apagado (Hualiaque)	VIII Yt	217412	5371405	n EV conformado por 6 centros eruptivos controlados por fractura N25W (Yate). Conectado por fractura NE con EV Apagado.	III	a	1000	1165	124	32	16, 34
Hornopiren	VIII Hor	215172	5358062	s EV de perfil recto elongado con base elipsoidal de 10x4 km y rumbo NE	I	a	700	854	15	4	16, 34
Huequi	VIII Hue	205116	5301671	s EV con crater de 800 m anidando lavas y piroclastos	IV	a	380	924	14	3	16, 42
Michimahuida	VIII Mi	218264	5255782	s EV compuesto formando macizo de 13 km en rumbo NE	III	a	900	1555	227	83	12, 16
Chaiten	VIII Cha	201593	5250721	s Domo dentro de caldera freato-magmática de 2.5x4 km	III	a	400	714	58	7	12, 17
Corcovado	VIII Cor	191951	5210715	s EV con cráter de explosión hacia el NNW. Centro adventicio en vertiente occidental	II	b	800	1280	232	10	16, 27
Yanteles	VIII Yls	191910	5176947	n Al menos 3 EVs controlados por fractura NS	III	b	900	1193	259	37	16, 27
Melimoyu	VIII Mem	190259	5112665	n EV con cráter caldérico de 8 km	II	b	700	1699	359	60	16, 27
Mentolat	VIII Mem	176938	5043018	s EV con cráter caldérico de 6 km	II	b	700	915	102	11	16, 27
Cay	VIII Cay	186241	5002768	n EV con cráter de explosión abierto hacia el E. Conos monogenéticos al SE de centros principales	II	b	750	1349	135	12	16, 24
Maca	VIII Mca	171973	4996912	n EV simétrico construido sobre estructura caldérica	III	a	750	1530	688	69	16, 24, 27
Hudson	VIII Hud	193030	4906485	s Caldera de 10 km y conos adventicios en vertiente norte controlados por fractura N45E	IV	a	650 (1000) (1250)	1239	714	150 (68) (28))	16, 28, 37, 73

Tabla 4. Referencias citadas en tablas de datos volcanológicos.

ID	Referencia	ID	Referencia	ID	Referencia	ID	Referencia
1	(Moreno et al. 1979)	22	(Linares et al. 1999)	43	(Lara & Moreno 2012)	64	(Stern 1991)
2	(Moreno et al. 1984)	23	(Nelson et al. 1999)	44	(Le Mével et al. 2015)	65	(Corbella et al. 2008)
3	(Hildreth et al. 1984)	24	(D’Orazio et al. 2003)	45	(Amigo et al. 2012)	66	(Mella et al. 2005)
4	(Niemeyer & Muñoz 1983)	25	(Lara et al. 2004)	46	(Mahlburg et al. 2013)	67	(Marin et al. 2015)
5	(Lahsen et al. 1985)	26	(Sellés et al. 2004)	47	(Benavente 2015)	68	(Sruoga et al. 2000)
6	(Moreno et al. 1985)	27	(Naranjo & Stern 2004)	48	(Watt et al. 2013)	69	(Orozco et al. 2015)
7	(Muñoz B. & Stern 1988)	28	(Gutiérrez et al. 2005)	49	(Søager et al. 2015)	70	(Silva & Orozco 2015)
8	(Hildreth & Moorbath 1988)	29	(Moreno & Clavero 2006)	50	(Rawson et al. 2015)	71	(Amigo et al. 2013)
9	(Hickey-Vargas et al. 1989)	30	(Naranjo & Moreno 2005)	51	(Siebert & Simkin 2002)	72	(Lara et al. 2001)
10	(Pesce 1989)	31	(Sruoga et al. 2005)	52	(Thiele et al. 1987)	73	(Orihashi et al. 2004)
11	(Bravo et al. 1989)	32	(Lara et al. 2006)	53	(Ramos & Kay 2006)	74	(Lohmar et al. 2006)
12	(López-Escobar et al. 1991)	33	(Moreno & Lara 2007)	54	(Miranda et al. 2006)	75	(Larsson 1937)
13	(Naranjo & Moreno 1991)	34	(Mella 2008)	55	(Folguera et al. 2007)	76	(Francis & Baker 1978)
14	(Hildreth & Drake 1992)	35	(Hildreth et al. 2009)	56	(Galland et al. 2007)	77	(Baker & Francis 1978)
15	(Naranjo et al. 1993)	36	(Germa et al. 2010)	57	(Vergara et al. 1985)	78	(Haberle & Lumley 1998)
16	(Gonzalez-Ferran 1995)	37	(Kratzmann et al. 2009)	58	(Feigl et al. 2011)	79	(Naranjo & Stern 1998)
17	(Tormey et al. 1995)	38	(Moreno et al. 2010)	59	(Drake 1976)		
18	(Suárez & Emparan 1997)	39	(Sellés & Moreno 2011)	60	(Quidelleur et al. 2009)		
19	(Pavez 1997)	40	(Muñoz et al. 2011)	61	(Tormey et al. 1989)		
20	(Thiele et al. 1998)	41	(Ramos & Folguera 2011)	62	(Arcos et al. 1988)		
21	(Dixon et al. 1999)	42	(Watt et al. 2011)	63	(Stern et al. 1984)		

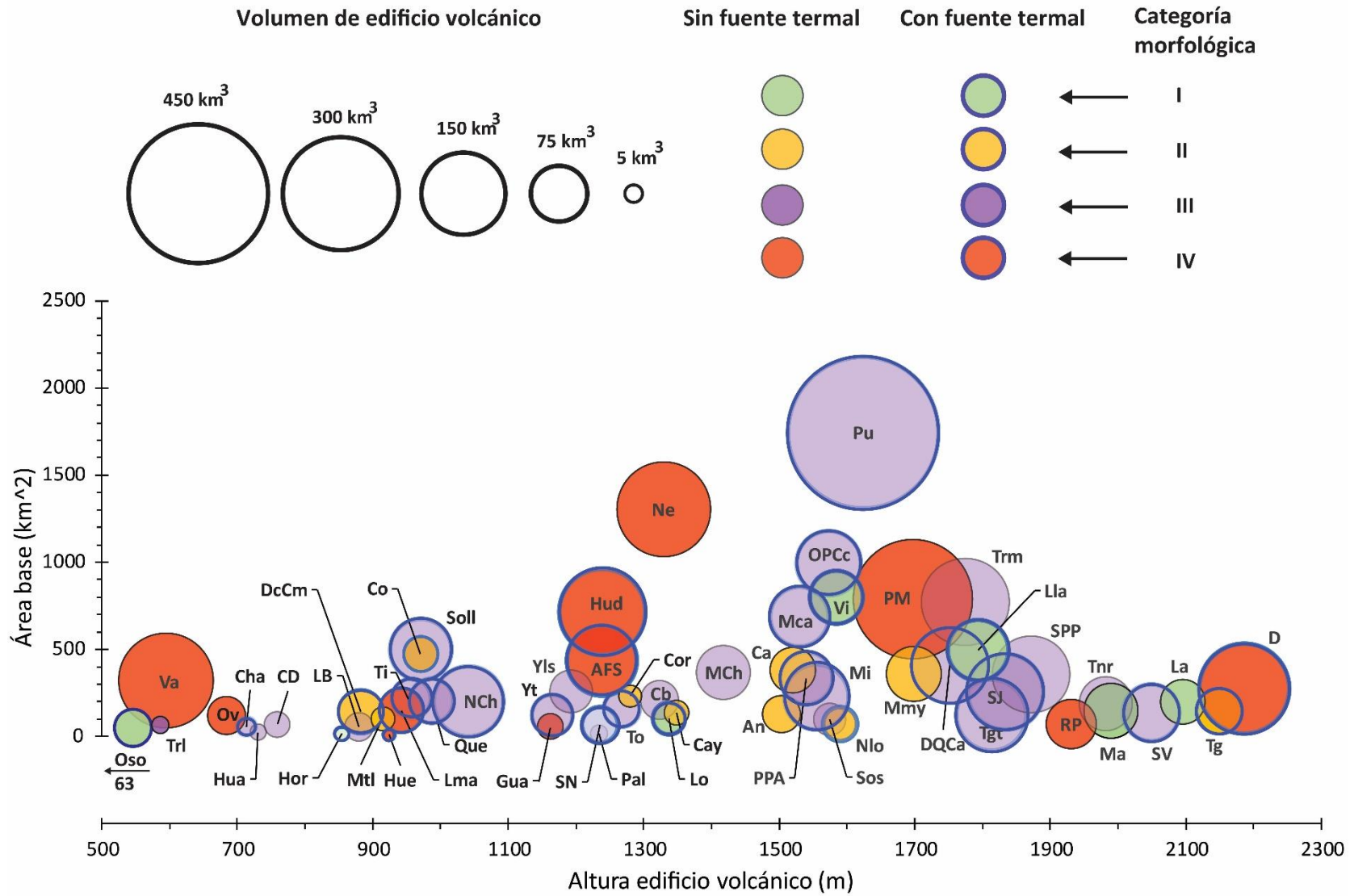


Figura 12. Área basal, altura y volumen de edificios volcánicos analizados. Simbología incluye categorización morfológica y presencia de fuentes termales a menos de 15 km de distancia.

3.1.1 Correlación con morfometría y volcanismo histórico

De los 57 centros eruptivos seleccionados: 7, 10, 28 y 13 volcanes presentan morfologías tipo I, II, III y IV respectivamente (Figuras 12 y 13). 25 volcanes presentan erupciones históricas documentadas y al menos 31 volcanes presentan manifestaciones hidro-termales de alta temperatura a menos de 15 km de distancia. Treinta y un volcanes se ubican en el frente volcánico o a menos de 5 km de este. Para estos centros, la distancia a la fosa oceánica varía desde 300 km hasta 370 km. Los volcanes ubicados en el intra y tras-arco siempre están a más de 325 km de la fosa. Los complejos volcánicos Payun Matru, Nevado y Auca Mahuida se ubican a más de 550 km de la fosa.

La altitud de los volcanes decrece de norte a sur desde 4400 msnm (Tupungato) hasta 380 msnm (Huequi) (Figura 26). Al sur de los 42°S, en la zona de los fiordos, existen numerosos centros ubicados a cotas iguales o bajo 0 msnm (e.g. Conos en fiordos Puyuhuapi y Puerto Aysén), los que no son considerados en este trabajo. De manera consistente la profundidad del Moho bajo el arco activo decrece de 50 a casi 20 km (Figura 26). Para el caso de los volcanes ubicados a más de 200 km del frente volcánico occidental la profundidad del Moho bordea los 40 km (línea punteada en Figura 26). La altura promedio de los 57 estratovolcanes considerados es de 1364 m. El centro de menor altura es el volcán Trolón (587 m) seguido por los productos asociados a las calderas de Valvarco (587 m) y Atuel (Vn. Overo, 684 m). Veinticinco estrato-volcanes superan los 1500 m y cuatro superan los 2.000 m: Sierra Velluda (2049), Lanin (2096), Tupungato (2150) y Domuyo (2186). Cuatro volcanes tienen una extensión basal menor a 50 km²: Huequi (14 km²), Hornopiren (15 km²), Palomo (17 km²) y Huanquihue (26 km²) y tres superan los 1000 km²: Nevado (1303 km²), Puyehue-Cn. Caulle (1744 km²) y Auca-Mahuida (4206 km²). Los restantes 50 centros eruptivos presentan una extensión basal promedio de 284 km².

En la Figura 14 se grafican la distribución y volumen de edificio volcánico obtenidos en el presente trabajo. Los 57 volcanes del Cuaternario suman 3.822 km³, equivalente a una tasa extrusiva de 2.7 km³/km. El volumen promedio es de 67 km³

por volcán, con una moda de 74 km³. Los valores más bajos son menores a 10 km³ y corresponden a los volcanes Huequi (3), Hornopiren (4), Huanquihue (5), Palomo (6), Trolon (6) y Chaiten (7). Siete volcanes sobrepasan los 150 km³: Hudson (150), Tromen (153), Domuyo (161), Nevado (177), Valvarco (178), Payun Matru (285) y Puyehue-Cordón Caulle (455 km³).

En la Figura 15 se observa un histograma con la distribución del volumen de los edificios volcánicos clasificados en función de su ubicación relativa al frente volcánico (Figura 6) como volcanes de frente volcánico (DFV<5) y volcanes de intra y tras-arco (DFV>5). Salvo los complejos Puyehue-Cordón Caulle y Hudson, los centros ubicados en el frente volcánico (DFV<5), presentan volúmenes menores a 120 km³, con un valor promedio de 68 km³ y sumando 2101 km³ distribuidos entre 31 centros eruptivos. Por su parte, los volcanes ubicados en el intra y tras-arco (DFV>5 km) presentan una distribución bimodal de volúmenes donde un grupo presenta valores menores a 83 km³ y otro sobrepasa los 134 km³ (Figura 15). Cada uno de estos grupos presentan volúmenes promedios de 32 y 181 km³ respectivamente, sumando 1721 km³ distribuidos entre 26 centros eruptivos. Destacan el alto volumen de los complejos de retro-arco: Domuyo (161 km³), Tromen–Waile-Tilhue (153 km³), Payun-Matru (285 km³), Nevado (177 km³) y Auca-Mahuida (134 km³) que se ubican a distancias de 430, 490, 554, 606 y 629 km de la fosa respectivamente (Figura 15)

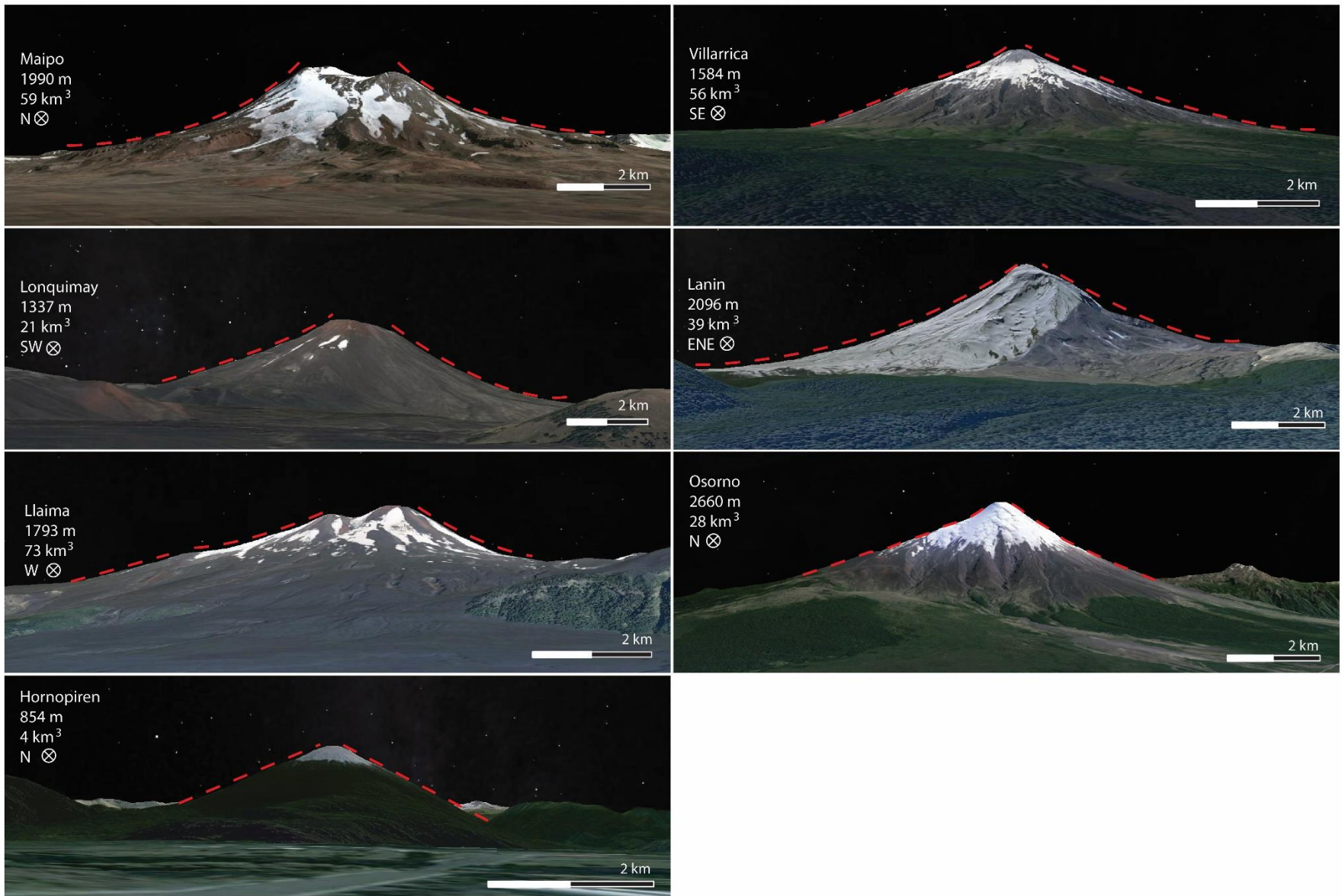


Figura 13. Comparación de perfiles para los 7 volcanes catalogados como morfológicamente bien definidos (cat. I).

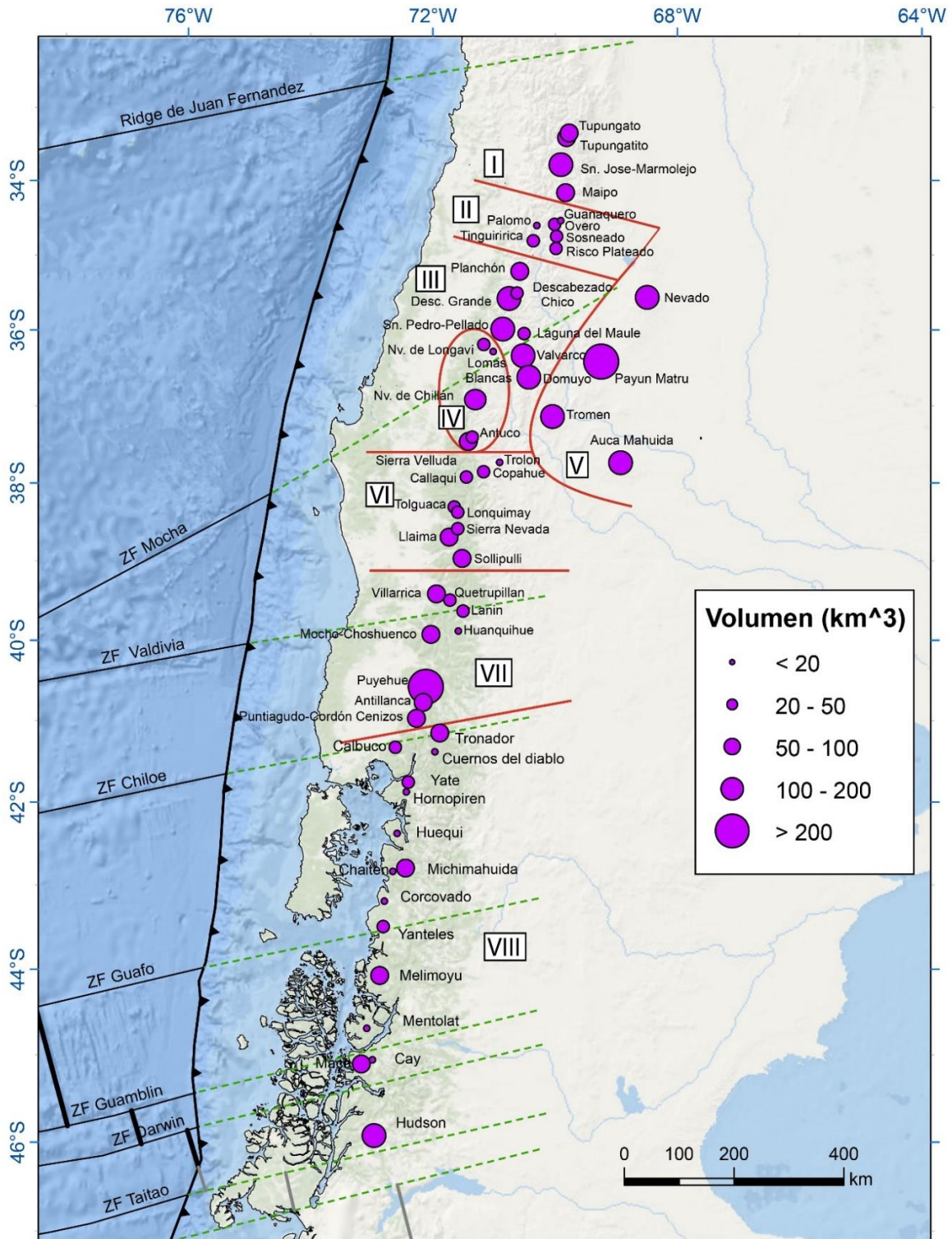


Figura 14. Ubicación y escala de volumen de edificios volcánicos medidos en la ZVS. Las líneas rojas señalan la segmentación volcano-tectónica propuesta en este trabajo (Ver discusión)

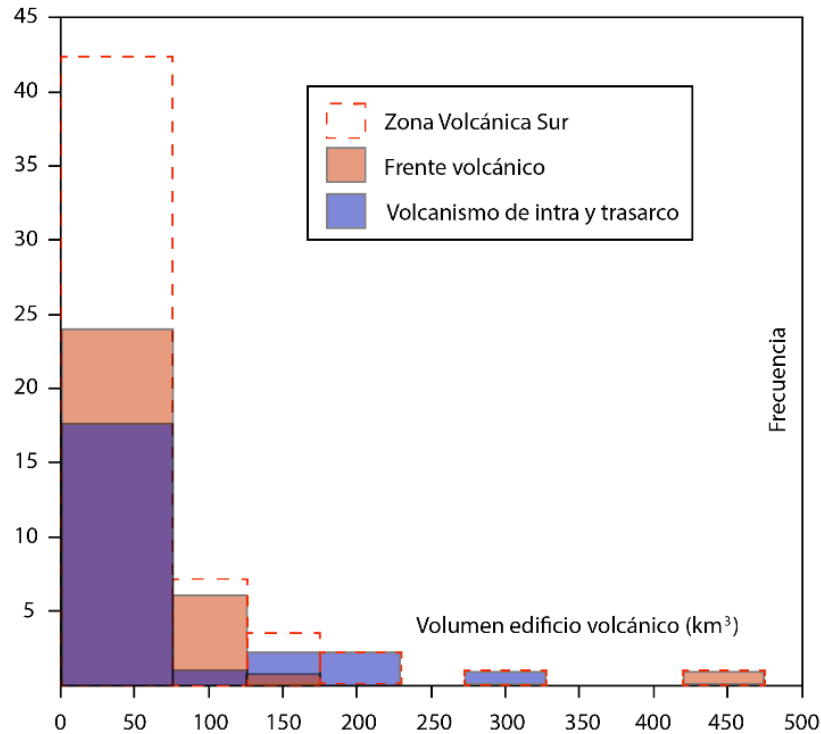


Figura 15. Histograma con distribución de volumen para 57 centros eruptivos (línea punteada) clasificados como volcanes de frente volcánico (31) y volcanes de intra y tras-arco (26).

3.1.2 Correlación con geoquímica y edad de roca

Los volcanes ubicados en el retro-arco Argentino corresponden a los edificios de mayor edad considerados en este trabajo, con edades que superan 2 Ma. Una serie de volcanes de la ZVSS y el complejo Nevados de Chillán presentan edades máximas que bordean 1 Ma. Aparte de los centros previamente mencionados, la gran mayoría de los volcanes considerados en este trabajo presentan edades máximas del orden de 500 ka. (Figura 16, a y b). En la Figura 16 c, se presenta una recopilación de porcentajes de SiO₂ para centros eruptivos en la ZVS. El porcentaje promedio de SiO₂ varía desde 50% (Cay) hasta 74% (Chaitén), aunque en complejos particulares como Payun-Matru y Auca-Mahuida el mínimo bordea el 46%. Treinta y seis volcanes presentan productos con valores promedio entre un 55% y un 62% de SiO₂. El volcán más al norte que presenta verdaderos basaltos es el Planchón-Peteroa-Azufre, desde ese punto hasta el Vn. Yate hay una amplia variabilidad de SiO₂, con ocurrencia común de basaltos a dacitas, con riolitas

ocasionales. Entre los volcanes Hornopiren y Cay, esta variabilidad composicional se reduce drásticamente con ocurrencia de andesitas-basálticas a andesitas y la única excepción del Vn. Chaitén, que corresponde a la riolita más austral documentada en la ZVSS.

Los volcanes en la ZVSN presentan típicamente valores más altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y La/Yb, así como razones más bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cuando se comparan con volcanes ubicados al sur de los 34.5°S . A partir de ese punto y hasta los 37°S ocurre una transición donde disminuyen las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y La/Yb y aumentan las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Entre los 37°S y 40°S se observan razones constantes y con menor variabilidad cuando se comparan con los valores de la ZVSN y ZVST. Desde los 40°S hacia el sur existe menor cantidad de análisis y vuelve a aumentar la variabilidad, aunque destaca una anomalía importante en los productos de los volcánes Chaitén y Huequi cuyas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, La/Yb y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son comparables a la de la ZVSN.

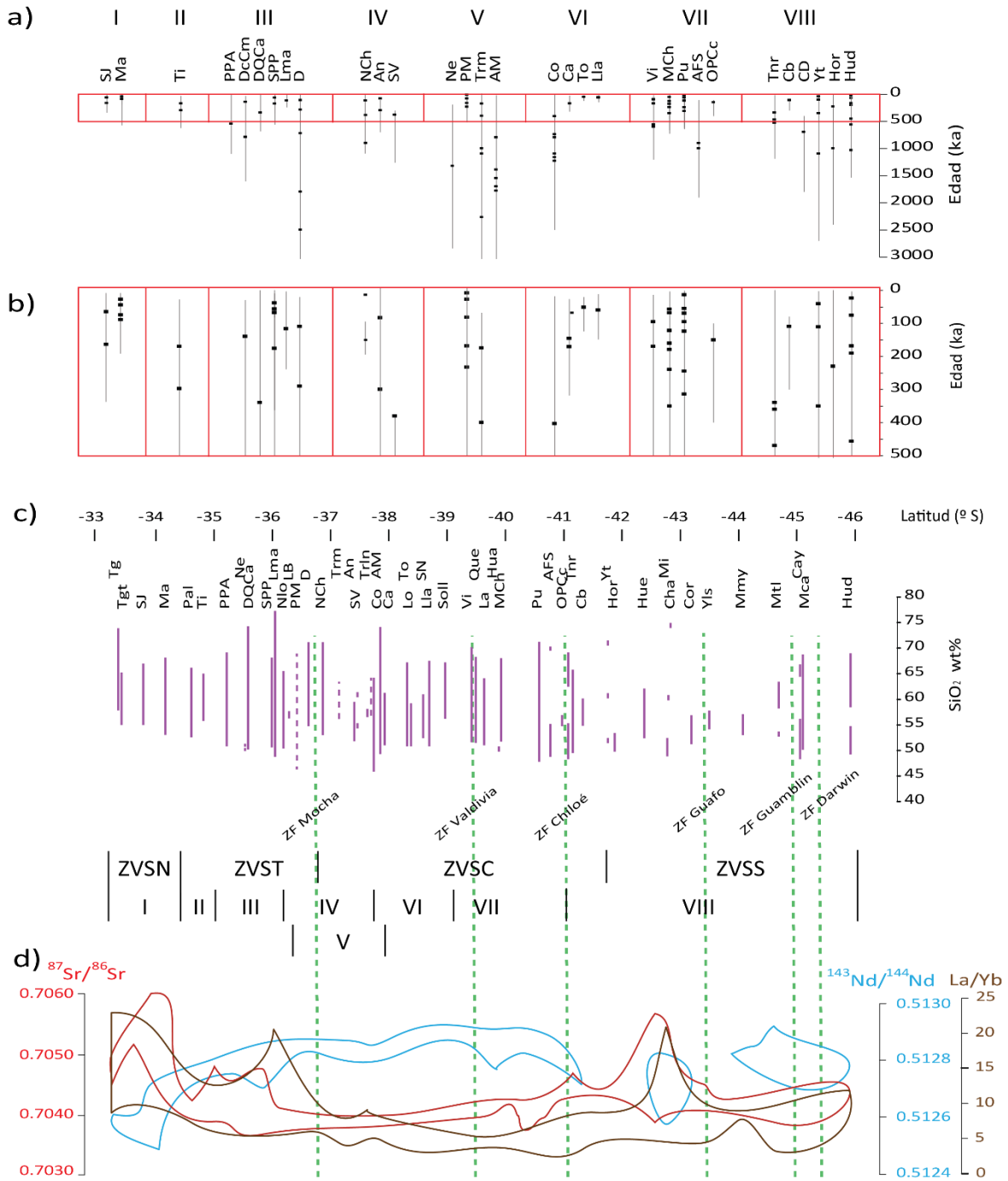


Figura 16. Recopilación de edades de productos volcánicos del frente, intra y tras-arco en la ZVS. La ventana de tiempo abarca 3000 (a) y 500 (b) ka. c) Variación latitudinal de SiO_2 (Datos y fuentes en tabla 4 y tabla 1 de anexos). d) Razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y La/Yb en rocas de la ZVS (Modificado de Mella 2008; Hickey-Vargas et al. 2016 y referencias allí citadas). Etiqueta (ID) de volcanes en Tabla 3. Líneas verdes segmentadas señalan la proyección de zonas de falla en la corteza oceánica, referencias como en Figura 4.

3.2 Parámetros termo-físicos y producción de calor radiogénico.

En la Figura 17 se presentan los puntos de muestreo de rocas para medición de propiedades térmicas y los afloramientos donde se realizaron mediciones de U, Th y K. Se midieron densidades promedio sobre 2700 (kg/m³). La Fm. Cura Mallín presenta litologías con valores de densidad variables desde ~1.500 (kg/m³) para tobas vítreas a 3.000 (kg/m³) para lavas andesíticas isótropas de grano fino (Tabla 8). Las unidades sedimentarias presentan una densidad promedio menor a las volcánicas, bordeando los 2.250 y 2.460 (kg/m³) respectivamente. Las rocas volcánicas del Pleistoceno-Holoceno presentan densidades variables desde 2.059 (kg/m³) para lavas afaníticas hasta 2.778 (kg/m³) para lavas intensamente silicificadas, con un promedio que bordea los 2.500 (kg/m³).

Se midió hasta 2.1 (μW/m³) de PCR en lavas del volcán Callaqui, que promedian 1.49 (μW/m³). Cuatro afloramientos de intrusivos pertenecientes al GPM, intensamente silicificados, tienen valores PCR de 1.37 y 1.51 (23, 24; Tabla 9). Dos afloramientos de diques de textura porfírica, intensamente silicificados, y cuatro afloramientos de granodiorita intensamente alterada, presentan valores que promedian 0.6 (μW/m³) y nunca superan 0.8 (μW/m³). En la Fm. Cura Mallín se midieron principalmente afloramientos de roca volcánica, los que promedian un PCR de 0.43 (μW/m³). Tres afloramientos de conglomerado polimictico matriz-soportado son el único registro sedimentario y promedian 0.29 (μW/m³). Los valores más altos medidos en la Fm. Cura Mallín son medidos en una zona de falla con alta densidad de vetillas y alcanzan 0.86 (μW/m³). El valor de PCR medido en dos afloramientos intensamente alterados de la Fm. Nacientes de Bío-Bío (Jnb) promedian 0.87 (μW/m³).

El valor promedio de conductividad térmica del total de muestras bordea los 1.3 (W/m*K). La Fm. Cura Mallín y el volcanismo Pleistoceno-Holoceno tienen conductividades que raramente superan 1.5 (W/m*K), donde destaca un mínimo de 0.43 (W/m*K) medido en tobas vítreas de ceniza. Las lavas de Jnb y las granodioritas del GPM tienen conductividades promedio de 1.78 y 2.08 (W/m*k) respectivamente, las más altas entre todas la unidades muestreadas. Cinco

muestras presentan una capacidad calórica menor a $0.3 \text{ (J/g}^{\circ}\text{K)}$ y la totalidad de las muestras restantes presentan valores en el rango de $0.7\text{-}1.7 \text{ (J/g}^{\circ}\text{K)}$.

En la Tabla 5 se presenta un resumen de los valores medidos de densidad, producción de calor radiogénico (PCR), conductividad térmica (K) y calor específico (Cp) (datos en tablas 8 y 9). Las unidades que no afloran y no pudieron ser muestreadas corresponden al basamento Triásico, que en esta zona equivale al grupo Choiyoi, y el tramo desde la corteza superior al manto litosférico. Los valores presentado para estas unidades es obtenido de la literatura disponible (i.e. [Rudnick et al. 1998](#); [Vilà et al. 2010](#)).

Las lavas intensamente silicificadas de la Fm. Nacientes del Bío-Bío y las granodioritas del Grupo Plutónico Melipeuco (GPM) tienen densidades promedio sobre $2700 \text{ (kg/m}^3\text{)}$. La Fm. Cura Mallín presenta litologías con valores de densidad variables desde $\sim 1.500 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ para tobas vítreas a $3.000 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ para lavas andesíticas isótropas de grano fino (tabla 3 en anexo III). Las unidades sedimentarias presentan una densidad promedio menor a las volcánicas, bordeando los 2.250 y $2.460 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ respectivamente. Las rocas volcánicas del Pleistoceno-Holoceno presentan densidades variables desde $2.059 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ para lavas afaníticas hasta $2.778 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ para lavas intensamente silicificadas, con un promedio que bordea los $2.500 \text{ (kg/m}^3\text{)}$.

Los valores de promedios segunda últimas, se midió hasta $2.1 \text{ (}\mu\text{W/m}^3\text{)}$ de PCR en lavas del volcán Callaqui, que promedian $1.49 \text{ (}\mu\text{W/m}^3\text{)}$. Cuatro afloramientos de intrusivos pertenecientes al GPM, intensamente silicificados, tienen valores PCR de 1.37 y 1.51 (23, 24; tabla 4 en anexo III). Dos afloramientos de diques de textura porfírica, intensamente silicificados, y cuatro afloramientos de granodiorita intensamente alterada, presentan valores que promedian $0.6 \text{ (}\mu\text{W/m}^3\text{)}$ y nunca superan $0.8 \text{ (}\mu\text{W/m}^3\text{)}$. En la Fm. Cura Mallín se midieron principalmente afloramientos de roca volcánica, los que promedian un PCR de $0.43 \text{ (}\mu\text{W/m}^3\text{)}$. Tres afloramientos de conglomerado polimictico matriz-soportado son el único registro sedimentario y promedian $0.29 \text{ (}\mu\text{W/m}^3\text{)}$. Los valores más altos medidos en la Fm. Cura Mallín son medidos en una zona de falla con alta densidad de vetillas y

alcanzan 0.86 ($\mu\text{W}/\text{m}^3$). El valor de PCR medido en dos afloramientos intensamente alterados de la Fm. Nacientes de Bío-Bío (Jnb) promedian 0.87 ($\mu\text{W}/\text{m}^3$).

El valor promedio de conductividad térmica del total de muestras bordea los 1.3 ($\text{W}/\text{m}^*\text{K}$). La Fm. Cura Mallín y el volcanismo Pleistoceno-Holoceno tienen conductividades que raramente superan 1.5 ($\text{W}/\text{m}^*\text{K}$), donde destaca un mínimo de 0.43 ($\text{W}/\text{m}^*\text{K}$) medido en tobas vítreas de ceniza. Las lavas de Jnb y las granodioritas del GPM tienen conductividades promedio de 1.78 y 2.08 ($\text{W}/\text{m}^*\text{k}$) respectivamente, las más altas entre todas las unidades muestreadas. Cinco muestras presentan una capacidad calórica menor a 0.3 ($\text{J}/\text{g}^*\text{K}$) y la totalidad de las muestras restantes presentan valores en el rango de 0.7-1.7 ($\text{J}/\text{g}^*\text{K}$).

Tabla 5. Resumen de principales parámetros utilizados para modelar las propiedades térmicas del basamento y relleno de la cuenca de Cura-Mallín. Los valores sin desviación estándar son estimados de la literatura (detalles en metodología). K(T) y Cp(T) indica que la conductividad térmica y el calor específico están dados por expresiones derivadas por [Whittington et al. 2009](#).

Grupo litológico	$\rho \pm \sigma$ [kg/m^3]	PCR $\pm \sigma$ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	K $\pm \sigma$ [$\text{W}/\text{m}^*\text{K}$]	Cp $\pm \sigma$ [$\text{J}/\text{g}^*\text{K}$]
Volcanismo Pl-Ho	2485 \pm 204	1.11 \pm 0.45	1.22 \pm 0.48	0.954 \pm 0.40
Grupo Plutónico Melipeuco	2769 \pm 19	1.13 \pm 0.38	2.08 \pm 0.22	1.065 \pm 0.14
Cura Mallín, sedimentario	2258 \pm 32	0.27 \pm 0.01	1.12 \pm 0.08	0.976 \pm 0.02
Cura Mallín, volcánico	2467 \pm 402	0.45 \pm 0.17	1.18 \pm 0.34	0.966 \pm 0.37
Basamento Jr-Kr	2700 \pm 18	0.87 \pm 0.08	1.78 \pm 0.12	0.28 \pm 0.04
Basamento Tr	2700	1.00	K(T)	Cp(T)
Corteza superior	3000	1.00	K(T)	Cp(T)
Corteza inferior	3210	0.50	K(T)	Cp(T)
Manto Litosférico	3320	0.02	K(T)	Cp(T)

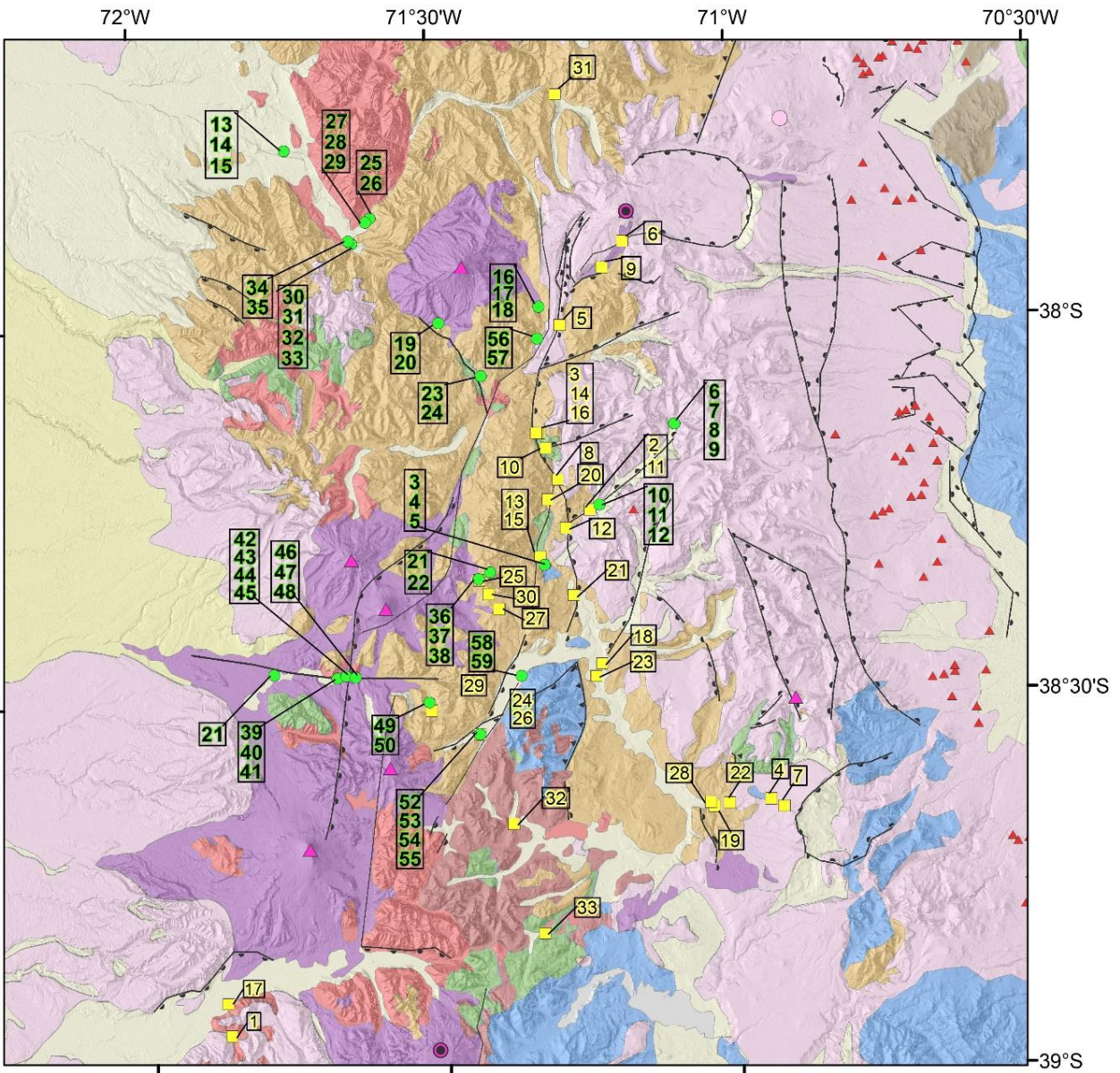


Figura 17. Mapa geológico (leyenda en Figura 5) y ubicación de puntos de muestreo de roca para medir propiedades térmicas (cuadro amarillo) y PCR (círculos verdes). Datos en tablas 3 y 4 de anexo III.

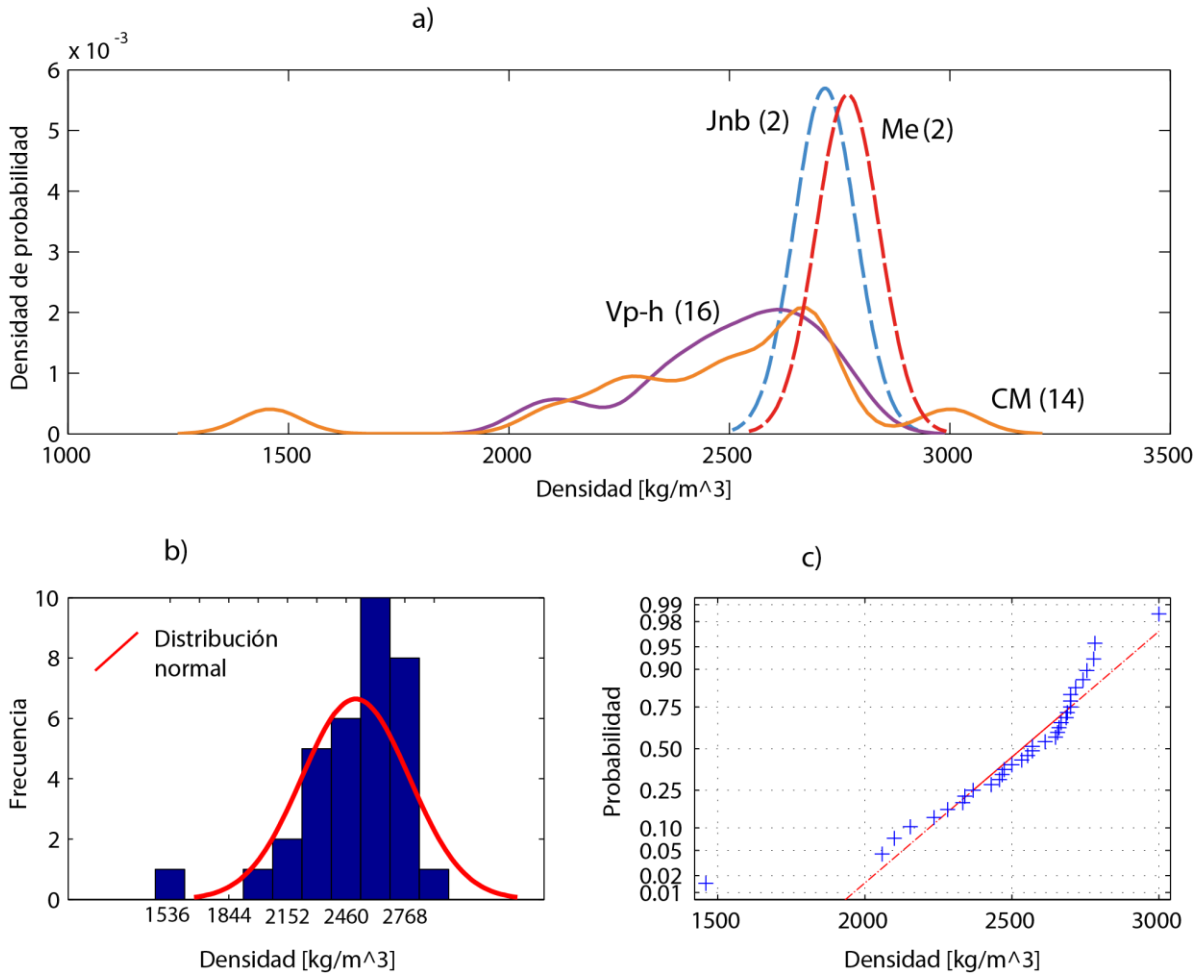


Figura 18. Resultados para mediciones de densidad de roca a) Distribución empírica de probabilidad para cada grupo litológico. b) Histograma incluyendo la totalidad de las mediciones y el ajuste de una distribución normal. c) Distribución normal de probabilidad (línea roja) comparada con la distribución de densidades de roca (cruces azules). Grupos litológicos: Jnb: Volcanismo Jurásico (Fm. Nacientes del BíoBío), CM: Volcanismo Oligoceno-Mioceno (Fm. Cura Mallín), Me: Grupo plutónico Melipeuco, Vp-h: Volcanismo Plioceno-Holoceno. El número en paréntesis indica la cantidad de muestras de cada grupo.

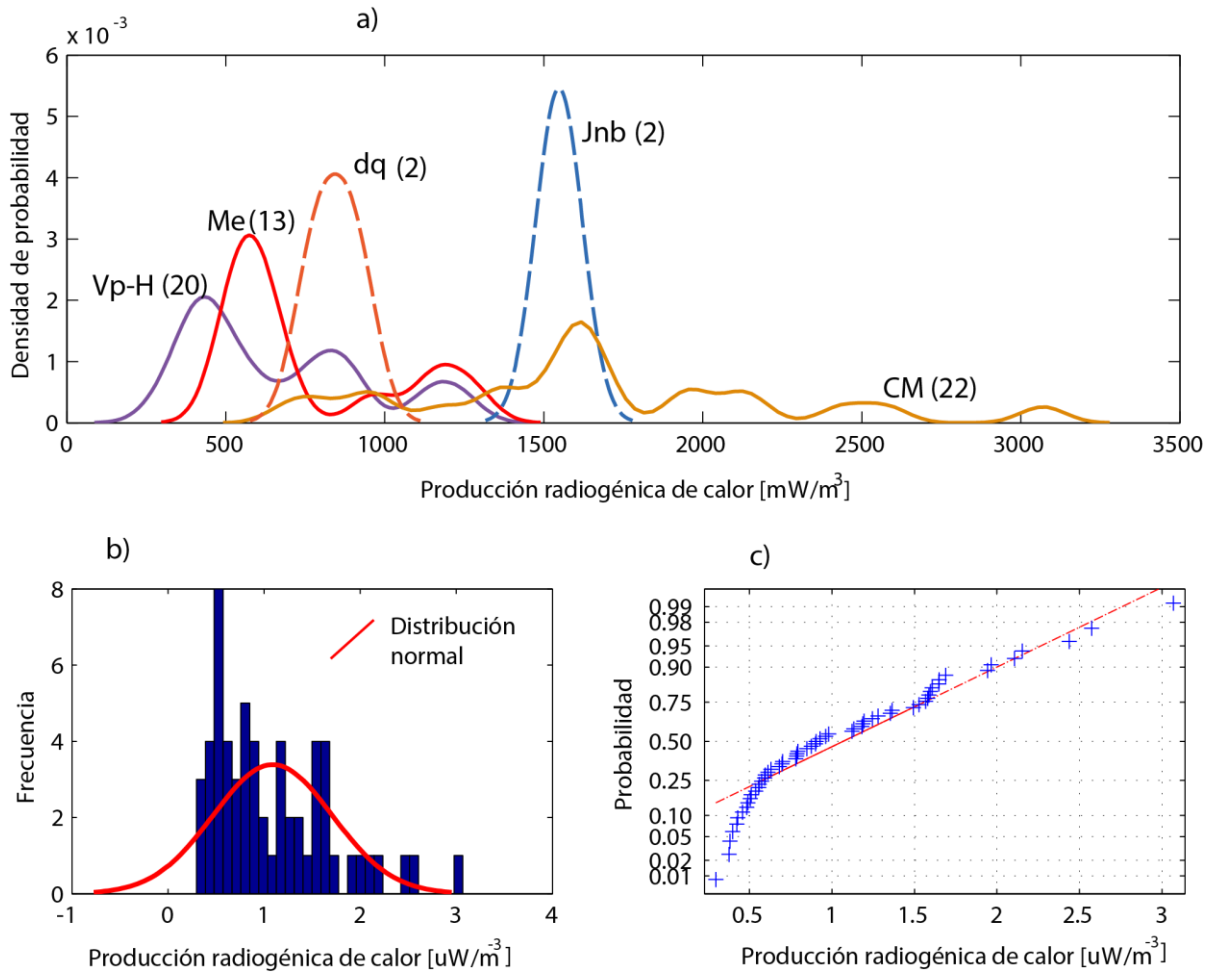


Figura 19. Resultados para mediciones de PRC a) Distribución empírica de probabilidad para cada grupo litológico. b) Histograma incluyendo la totalidad de las mediciones y el ajuste de una distribución normal. c) Distribución normal de probabilidad (línea roja) comparada con la distribución de densidades de roca (cruces azules). Grupos litológicos: Jnb: Volcanismo Jurásico (Fm. Nacientes del BíoBío), CM: Volcanismo Oligoceno-Mioceno (Fm. Cura Mallín), Me: Grupo plutónico Melipeuco, Vp-h: Volcanismo Plioceno-Holoceno. El número en paréntesis indica la cantidad de muestras de cada grupo.

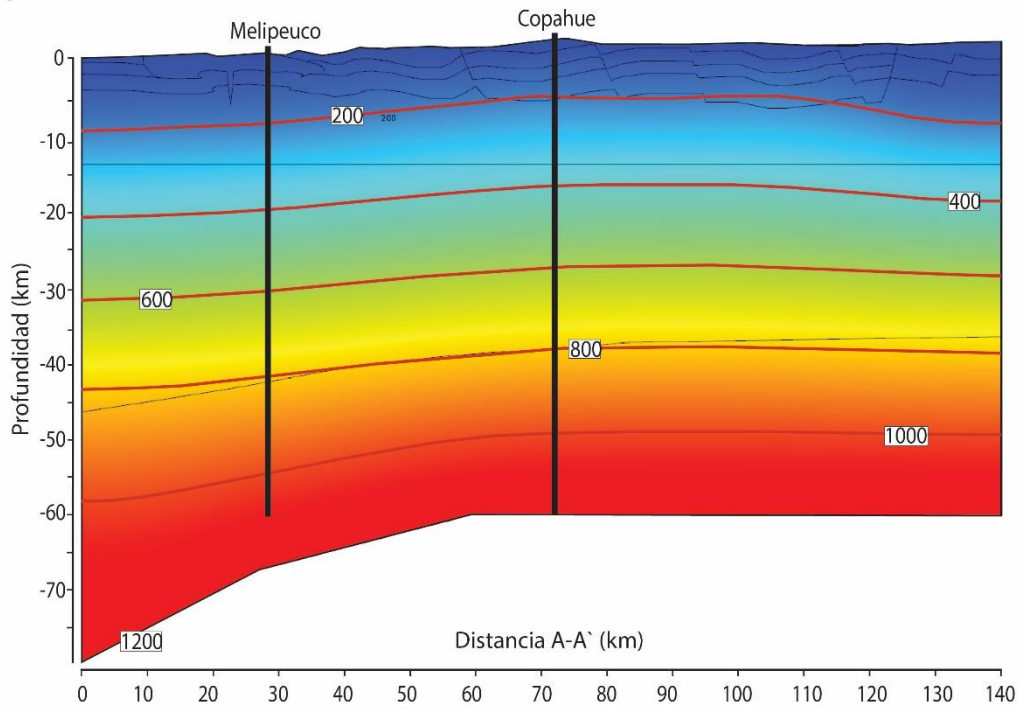
3.3 Modelo numérico del arco activo a los 38° S

Los resultados del modelo numérico se presentan en términos de los objetivos propuestos; i) modelar la estructura térmica de la corteza en un régimen de equilibrio y ii) cuantificar la influencia transiente del calor radiogénico y la generación de calor por fricción en el SFLO.

En la Figura 20, a, se muestra la distribución de temperaturas en la Litosfera en un régimen de equilibrio tras aplicar las condiciones de borde y propiedades de roca descritos en la metodología (Tabla 5). Se distingue una fuerte correlación entre la geometría de la base de la litósfera y del Moho respecto a la distribución de temperaturas sobre 700 °C. En la corteza inferior y superior, se observa un incremento del flujo calórico hasta en un 25%, más aún, las isotermas a 5 km de profundidad se deforman, con una geometría que parece reflejar de manera especular la forma de la cuenca de Cura-Mallín.

A 14 km bajo el arco, el flujo calórico bordea los 40 mW/m² y, en la superficie, el flujo alcanza hasta 70 mW/m². La Figura 21 muestra tres perfiles (línea negra) que representan la distribución de temperaturas bajo el Grupo Plutónico Melipeuco y bajo el volcán Copahue con y sin considerar la generación de calor radiogénico. Los resultados sugieren un gradiente geotermal de 40 °C/km en los primeros 3 km de la corteza, el que disminuye a 20 °C/km a profundidades sobre 5 km. El perfil ubicado 40 km al oeste del arco presenta gradientes levemente menores que alcanza 15 °C/km en la corteza inferior y manto litosférico.

a) Modelo estático



b) Modelo simplificado transiente

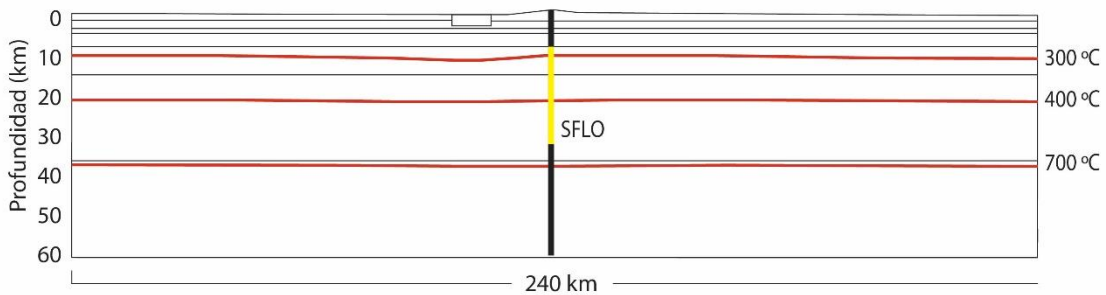


Figura 20. a) Estructura térmica de la corteza para un modelo estático. Sonditas verticales indican perfiles de temperatura al Oeste (Melipeuco) y centro (Copahue) del perfil. b) Modelo simplificado con estructura térmica inicial equivalente al modelo a) bajo el arco activo (perfil Copahue en a). Isothermas reflejan estado de equilibrio. SFLO (línea amarilla en b) = Sistema de fallas activo (generando calor) durante 100 ka (Figura 22).

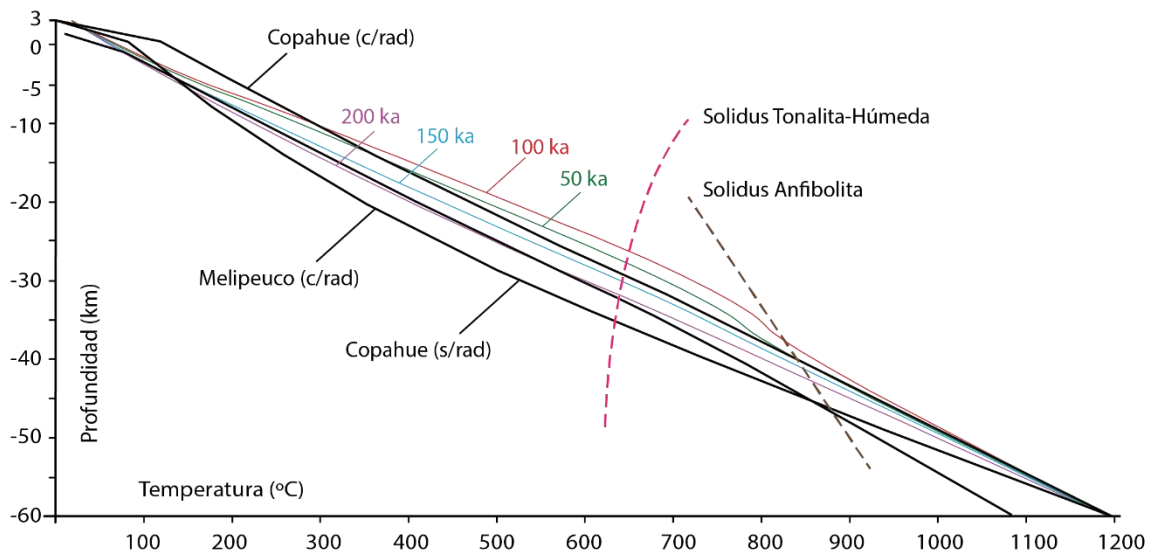


Figura 21. Perfiles de temperatura bajo el volcán Copahue para el modelo estacionario y transiente con generación de calor por falla.

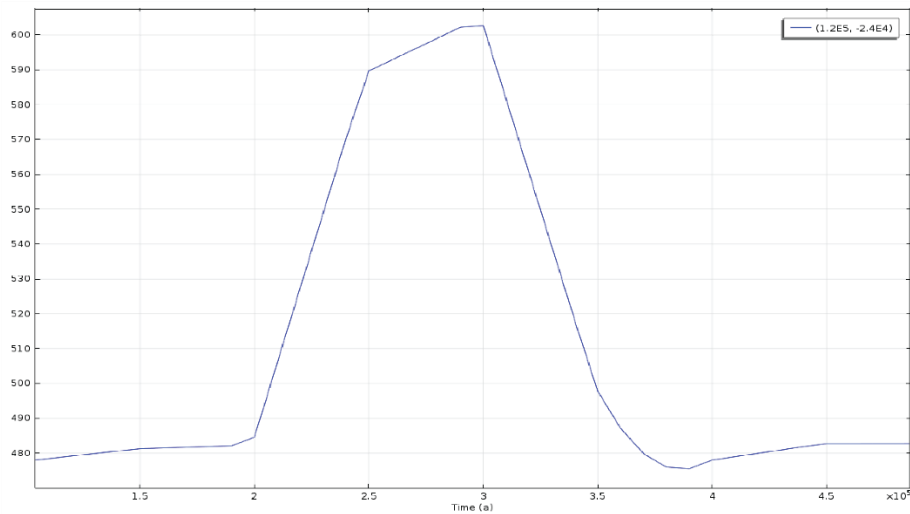


Figura 22. Variación temporal de temperatura en un punto ubicado a 24 km de profundidad sobre el SFLO. La generación de calor comienza a los 200 ka y se detiene a los 100 ka, volviendo al estado inicial aproximadamente 100 ka tras el cese del cizalle.

4 Discusión

4.1 Balance comparativo de volúmenes en la ZVS.

En la Figura 23 se muestra el área versus volumen medido para los 57 volcanes analizados. La gran mayoría de los volcanes (53) presentan volúmenes y áreas menores a 200 (km³) y 1.000 (km²) respectivamente (Figura 23) englobando edificios pequeños a medianos. Ningún volcán perteneciente a las categorías I y II supera los 75 km³ a pesar de que sus áreas varían desde 200 km² (Vn. Maipo) a 800 km² (Vn. Villarrica). Adicionalmente, los volcanes menores a 75 km³ presentan edades bien restringidas en una ventana de ca. 500 ka. y sus productos suelen variar de basaltos a dacitas (Figura 16). Todas estas características son consistentes con historias eruptivas que involucran la construcción del estratoconos por intercalación de productos efusivos y eruptivos; el volumen de los primeros debiese ser cercano al del edificio en sí, más el volumen de los productos explosivos registrados en los volcanes Hudson, Llaima y Quizapu (Figura 23) indica que el segundo bordea el 30% (Tabla 2, anexo I) una proporción significativa y que debe ser considerada en el análisis de balance volumétrico. Salvo el volcán Tromen (cat. III), todos los complejos eruptivos de volumen superior a 125 km³ son catalogados en la categoría IV y tiene áreas sobre los 250 km². Pareciera que este umbral representa el volumen crítico hasta el que pueden crecer los estratovolcanes cónicos bien formados y de composición basáltica-dacítica.

Un 57% de los volcanes con edificios de volumen menor a 125 km³ documentan la presencia de manifestaciones termales y un 44% tiene actividad histórica documentada, estas proporciones se reducen a un 37% y 12% para volcanes de volumen sobre 125 km³. Solo 3 de estos 8 centros más masivos presentan manifestaciones superficiales de alta temperatura: Puyehue, Domuyo y Hudson. Los últimos dos con edades de lavas sobre 1 Ma (Figura 16) y solo el Hudson registran actividad histórica. Esta tendencia es extremadamente consistente con estadísticas de sistemas geotermales en volcanes de arco que

indican como una vasta mayoría (97%) de estos reservorios se ubican en volcanes con actividad muy reciente a histórica (<1 ka; [Stelling et al. 2016](#)). Más aun, los volcanes donde se genera energía y que tienen actividad de edad menor a 160 años, son casi exclusivamente de composición máfica, mientras que los volcanes con actividad entre 160 y 1.000 años son mayoritariamente de composición félsica ([Stelling et al. 2016](#)). La identificación de prospectos geotermales debe enfocar esfuerzos en establecer la edad y composición de los productos volcánicos, a fin de establecer una conexión genética que permita cuantificar esta tendencia.

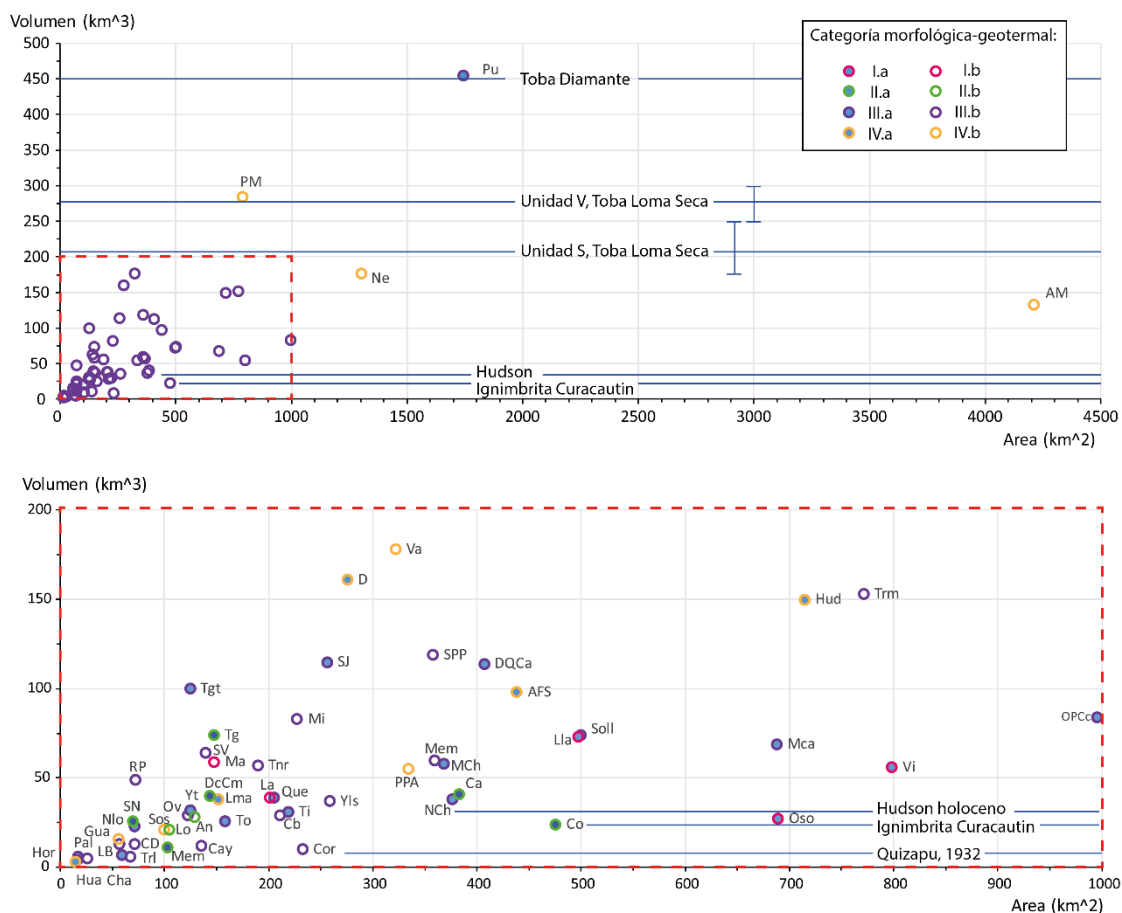


Figura 23. Extensión basal de cada CV vs volumen del edificio principal. Sección enmarcada en rojo muestra los volcanes con área menor a 1.000 km². Se indica la categoría morfológica definida en este trabajo (I a IV) y la presencia/ausencia de manifestaciones termales asociadas (a/b). Líneas horizontales indican volúmenes de depósitos explosivos estimados en la literatura (Tabla 2, anexo I).

4.1.1 Estimación previa en la ZVS

Volker et al., (2011) presentan cálculos del volumen de 65 edificios volcánicos en la ZVS, obteniendo un volumen promedio de $\sim 100 \text{ km}^3$ por centro eruptivo. Los autores calculan un volumen total de 7.180 km^3 y, asumiendo una ventana de tiempo de 500 ka, estiman una extrusión volcánica en el rango de 10-13 ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$). Adicionalmente, los autores proponen una nueva segmentación del arco que explica la distribución espacial de magma extruido (Figura 4). En este trabajo se obtienen volúmenes significativamente menores. 57 centros eruptivos suman 3.822 km^3 (Figura 25) con un volumen promedio de 67 km^3 y una moda de 74 km^3 . Asumiendo una ventana de tiempo de 500 ka, se puede estimar una tasa extrusiva del rango de 6 a 8 ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$).

En la Figura 24 se comparan las diferencias entre los resultados presentados en este trabajo (ET) y los estimados por Volker et al., 2011 (V2011) para: i) Las altitudes de la línea base (amarillo), ii) las áreas del complejo volcánico (verde) y iii) los volúmenes obtenidos (rojo). Las diferencias se calculan de la forma:

$$\text{Diferencia base (m)} = \text{Base ET} - \text{Base V2011} \quad (\text{Ecuación 8})$$

$$\text{Diferencia area (m)} = \text{Area ET} - \text{Area V2011} \quad (\text{Ecuación 9})$$

$$\text{Diferencia volumen (km)} = \text{Volumen V2011} - \text{Volumen ET} \quad (\text{Ecuación 10})$$

Así, una diferencia positiva en la línea base y el área indica que en este trabajo se utiliza un nivel base a mayor altura (edificio volcánico más pequeño) y una superficie más extensa que los inferidos por Volker et al., (2011) respectivamente. En el caso del volumen se invierten los factores a restar, de modo que una diferencia positiva indica cuanto mayor es el volumen obtenido por Volker et al., 2011.

La altitud de las bases estimadas en este trabajo son, en promedio, $\sim 400 \text{ m}$ mayores a las estimadas por Volker et al., (2011), con diferencias que van desde decenas de metros (e.g. Tinguiririca, Tromen, Lonquimay) hasta más de 1000 m (San Jose, Guanaqueros, Sosneado y Villarrica). Solo los volcanes Tupungato y

Tupungatito tienen un tamaño significativamente mayor en este trabajo, con bases ubicadas 200 m y 900 m más bajo respectivamente (Figura 24). En la Figura 24 se observa como la elección de altitudes base sistemáticamente más altas deriva, en la mayoría de los casos, en volúmenes que decrecen proporcionalmente. En la Figura 25 se observa como el volumen total calculado en este trabajo corresponde a casi la mitad del estimado por [Volker et al. \(2011\)](#). Quien, consideramos, sobreestima los volúmenes de un gran número de edificios individuales. Más aún, un análisis de alta resolución del registro eruptivo post-glacial del volcán Mocho-Choshuenco indica altas variaciones del flujo eruptivo y las tasas de emplazamiento magmático, en un rango de 0.06 a 1 km³/ka y 1 a 5 km³/ka respectivamente ([Rawson et al. 2016](#)). Las observaciones de [Rawson et al. 2016](#), sumadas a las registradas en otros volcanes de la ZVS (e.g. Villarrica, Puyehue Cn. Caulle, Calbuco) previamente cubiertos por glaciares de gran volumen ([Singer et al. 2004](#)), sugieren que existe una respuesta transiente a la desglaciación en una escala de milenios, donde la descarga glacial afecta los tiempos de residencia de los magmas a través de cambios en el régimen de estrés cortical (hasta 16 km de profundidad; [Rawson et al. 2016](#)). El trabajo de [Singer et al. 2004](#) restringe la “gran glaciación patagónica” a entre 1168 y 1016 ka, por lo que se podría asumir que los volcanes han estado sometidos a condiciones de ciclicidad similares durante el último millón de años. Si se asume un largo de segmento de 20 km (eje máximo en base de Mocho Choshuenco), se puede estimar una tasa de extrusión que bordea los 3 a 5 (km³/km/Ma). Valor más cercano a las tasas estimadas en este trabajo que respecto a [Volker et al., 2011](#). Adicionalmente, se subsanan inconsistencias respecto a la altitud de la línea base para volcanes geográficamente cercanos y cuyas edades son cercanas. Ejemplos de esto son los volcanes Tromen y Wayle, separados por 13 km y cuya diferencia entre la altura de las bases se redujo de 932 a 0 m. Asimismo, para los volcanes Tupungato y Tupungatito, ubicados a 7 km de distancia, se redujo la brecha entre sus bases de 600 a 337 m.

En promedio, el área basal considerada en este trabajo para cada centro eruptivo, es 159 km² mayor a la estimada por [Volker et al., \(2011\)](#). En la mayoría de los casos la diferencia se asocia a la inclusión de una ventana de tiempo mayor en

este trabajo, que abarca partes del edificio de edad hasta el Plioceno medio. En 7 áreas la diferencia supera los 300 km², volviéndose un factor importante para el volumen resultante: i) En Sollipulli, se incluye la extensión hacia el oeste del macizo principal, ii) en Tromen, la mayor diferencia radica en que se incluyen juntos los conos del macizo principal (Tromen) con los volcanes Waile y Tilhue ubicados al nor-oeste y sur-oeste respectivamente, iii) en Copahue, se abarca una ventana de tiempo que incluye a la Fm. Las Mellizas en el interior de la caldera de Caviahue (2.6 Ma), iv) en la caldera Hudson, se considera la extensión total de los depósitos cuaternarios mapeados en [SERNAGEOMIN \(2003\)](#) y que abarcan edades de hasta 1 Ma. v) en el complejo Osorno-Puntiagudo Cordón Cenizos se incluye el volcán la Picada, que une el estrato-volcán Osorno con el cordón fisural Los Cenizos, vi) en el Vn. Maca se incluye el campo volcánico Meullín, y finalmente vii) en Puyehue Cordón Caulle se incluyen los Volcanes Carrán, Riñiñahue y Los Guindos dentro de un gran complejo que supera por 600 km² la superficie estimada por [Volker et al. \(2011\)](#). El efecto de utilizar un área de la base mayor redundará en un incremento del volumen solo para los complejos Puyehue Cn. Caulle y Osorno-Puntiagudo Cn. Cenizos donde, en ambos casos, la extensión abarca nuevos macizos no incluidos en [Volker et al. \(2011\)](#). Esto es consistente con el análisis de sensibilidad que indica como la altitud de plano basal ejerce una influencia de primer orden sobre el volumen resultante, muy por encima del área basal. Solo los centros eruptivos con alturas entre 1200 y 1800 m cubren más de 500 km².

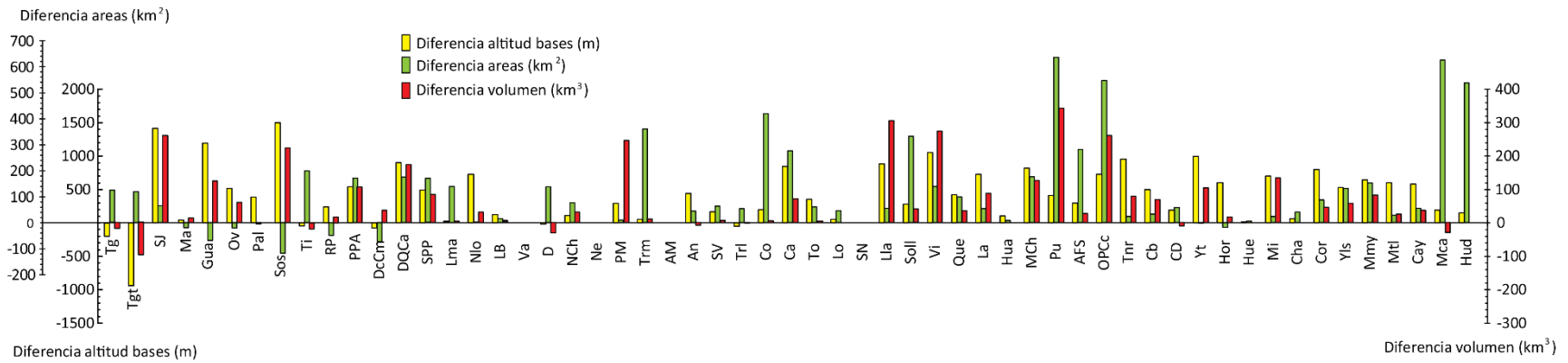


Figura 24. Diferencia entre altitud de base (amarillo), área de base (verde) y volúmenes de edificio volcánico (rojo) obtenidos en este trabajo respecto a los mismos parámetros obtenidos por [Volker et al., 2011](#). Una diferencia positiva indica que; en este trabajo se usa i) una base a mayor altitud, ii) una extensión basal mayor y iii) se obtiene un volumen menor.

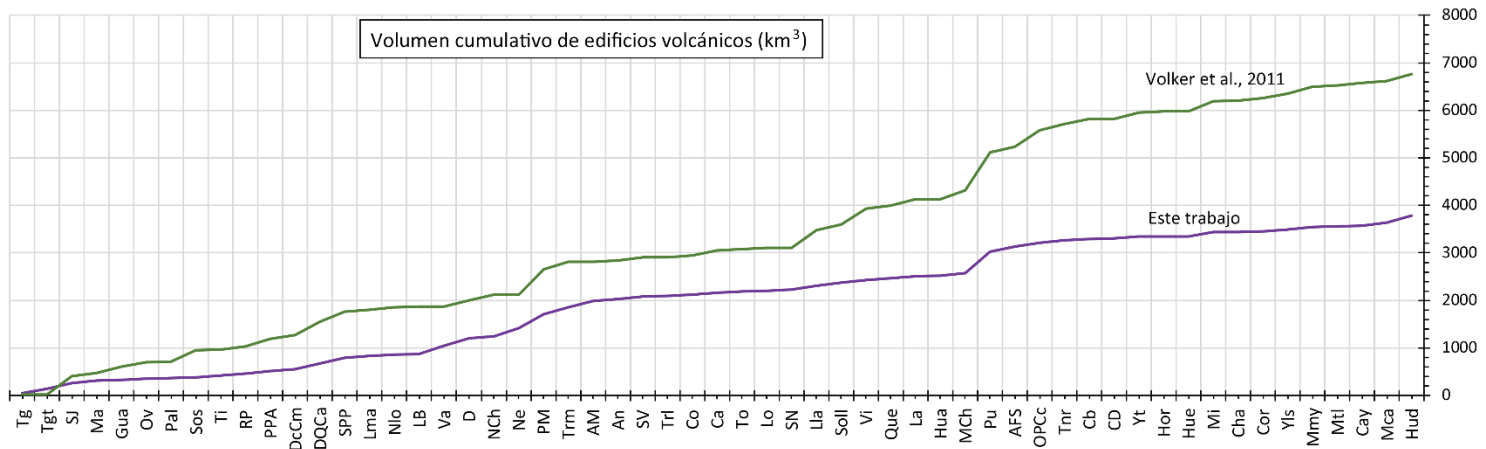


Figura 25. Volumen cumulativo de edificios volcánicos del cuaternario. Comparación entre los resultados obtenidos por [Volker et al., 2011](#) (verde) y este trabajo (morado).

4.1.2 Geoquímica de productos volcánicos y relación con geometría cortical

Los volcanes en la ZVSN presentan típicamente valores más altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y La/Yb , así como razones más bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cuando se comparan con volcanes ubicados al sur de los 34.5°S . A partir de ese punto y hasta los 37°S , se reconocen razones intermedias. La evidencia geoquímica, sin embargo, no es suficiente para distinguir entre asimilación durante el ascenso y erosión por subducción como mecanismo principal de incorporación de corteza ([Hickey-Vargas et al. 2016](#) y referencias allí citadas).

[Hickey-Vargas et al. 2016](#) muestran que la ZVST no posee elementos trazadores de aportes de subducción y tiene razones mayores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que los volcanes basálticos de la ZVSC (Figura 16). Los autores proponen dos explicaciones para este comportamiento: i) Mayores aportes de fluidos de subducción y elementos móviles y ii) mayor interacción de magmas astenosféricos con la litósfera durante el ascenso. Esta última hipótesis debiera ser consistente con mayores flujos magmáticos. Si bien la tasa extrusiva de largo plazo estimada para la ZVST es levemente mayor que en la ZVSC, no es suficiente para decantarse por una hipótesis u otra.

Al norte de los 38°S , disminuciones en la concentración de Sr están asociadas con un aumento de la razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, lo que se explica por la mayor edad promedio de la corteza y, posiblemente, por una mayor tasa de asimilación intracortical ([Hildreth & Moorbath 1988](#); [Stern 1991](#)). Adicionalmente, la erosión de la corteza continental por subducción de litosfera oceánica aumenta, lo que [Stern \(1991\)](#) asocia a una disminución del ángulo de subducción y a una reducción de los aportes de sedimentos de la fosa. Al sur de los 38°S , disminuciones en la concentración de Sr se asocian con razones constantes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Este comportamiento se explica por a una baja asimilación cortical y/o un bajo contraste isotópico entre la joven corteza mezo-cenozoica y los magmas máficos ([Stern 1991](#)).

[Holbik \(2014\)](#) propone que la delaminación basáltica de la base de la corteza da origen a zonas calientes bajo los centros eruptivos mayores. Estas regiones de alta temperatura proveerían los mecanismos que controlan los elementos traza y la variabilidad de razones isotópicas de los magmas primarios que diferencian la ZVSN y ZVST de la ZVSC. Por otra parte, [Hickey-Vargas et al. \(2016\)](#) propone que la mayor influencia en la variación latitudinal de la composición química de la ZVST a la ZVSC es la permeabilidad de la litosfera asociada al SFLO.

Estudios de volcanes andinos individuales indican que la cristalización fraccionada combinada con asimilación cortical en cámaras someras es muy importante para la generación de magmas silícicos a partir de magmas máficos ([Stern 1991 y referencias allí citadas](#)). [Selles et al., \(2004\)](#) muestra como la composición de anfíbolos pertenecientes a enclaves plutónicos máficos encontrados en lavas del Nv. De Longaví son indistinguibles de las encontradas en las lavas del Cuaternario, y sugiere que los enclaves representan cúmulos relacionados al sistema magmático activo, no solo fragmentos de corteza independientes.

Los volcanes Nv. de Longaví, Mocho-Choshuenco y Calbuco están ubicados sobre la proyección de las zonas de fractura de Mocha, Valdivia y Chiloé respectivamente (Figura 27). La composición de estos volcanes sigue un patrón de Tierras Raras y razones La/Yb que puede justificarse por uno o más de los siguientes procesos: i) Cristalización de Hornblenda, ii) incorporación de fundidos de piroxenita en la corteza inferior y/o litosfera, iii) incorporación de fundidos derivados del SLAB y iv) fusión parcial de corteza erosionada por la subducción (i.e. [Hildreth & Moorbath 1988](#); [López-Escobar et al. 1995](#); [Sellés et al. 2014](#); [Hickey-Vargas et al. 2016](#) y referencias allí citadas). [Singer et al. 1996](#) sugieren que volcanes ubicados sobre zonas de fractura emiten productos derivados de un alto grado de fusión, con altas concentraciones de elementos móviles. Las fracturas oceánicas pueden cumplir potencialmente la función de transportar, en la forma de serpentinitas, agua al manto astenosférico. Si el grado de fusión parcial refleja la cantidad de fluido aportado a la cuña astenosférica, entonces las pequeñas

variaciones de fluido liberado de la placa oceánica pueden tener un efecto importante en la composición del magma (Luhr, 1992). De ser este el caso, se esperaría que la variación de la potencia de la cuña astenosférica tenga un efecto en el flujo magmático. A partir de las discontinuidades corticales propuestas por Tassara et al. 2006 y Tassara & Echaurren 2012, es posible visualizar tendencias respecto a la estructura cortical bajo el arco. En la se muestra la variación latitudinal de la base y cumbre de los centros eruptivos junto con la proyección vertical del Moho, LAB y SLAB bajo el frente volcánico. En la Figura 27 se muestran el Moho y LAB en planta (a y b), así como isópacas de la cuña astenosférica. El error estimado por Tassara et al. 2006 para estas discontinuidades es: Moho = 5 km, LAB = 10 km, SLAB= 25 km.

Entre los 33° y 38° 30` S (Tupungato a Sollipulli), la profundidad del Moho y LAB decrecen levemente de 50 a 40 km y de 70 a 60 km respectivamente. Entre los 39° y 45° S la tendencia decreciente del Moho continúa regularmente hasta alcanzar ~25 km de profundidad bajo el volcán Maca. La profundidad del LAB, por el contrario, aumenta de 60 a 80 km. Como consecuencia de esta configuración, la potencia de la cuña astenosférica decrece notoriamente al sur de la zona de falla de Chiloé, de manera consistente con una reducción del volumen promedio de los edificios. En el retro-arco, a ~500 km de la fosa oceánica los campos volcánicos se ubican sobre una zona de desprendimiento de parte del SLAB (línea punteada, Figura 27c) que permite el ascenso de fundidos mantélicos (Søager et al. 2013; Pesicek et al. 2012), justificando la generación de $8.400 \pm 100 \text{ m}^3$ de lavas basálticas (Ramos & Folguera 2011). Aparte de las mencionadas, no se observan mayores correlaciones del volumen respecto de la profundidad del LAB y Moho, ni respecto a la presencia de anomalías de velocidad de onda sísmica a la misma profundidad (Figura 27, a y b).

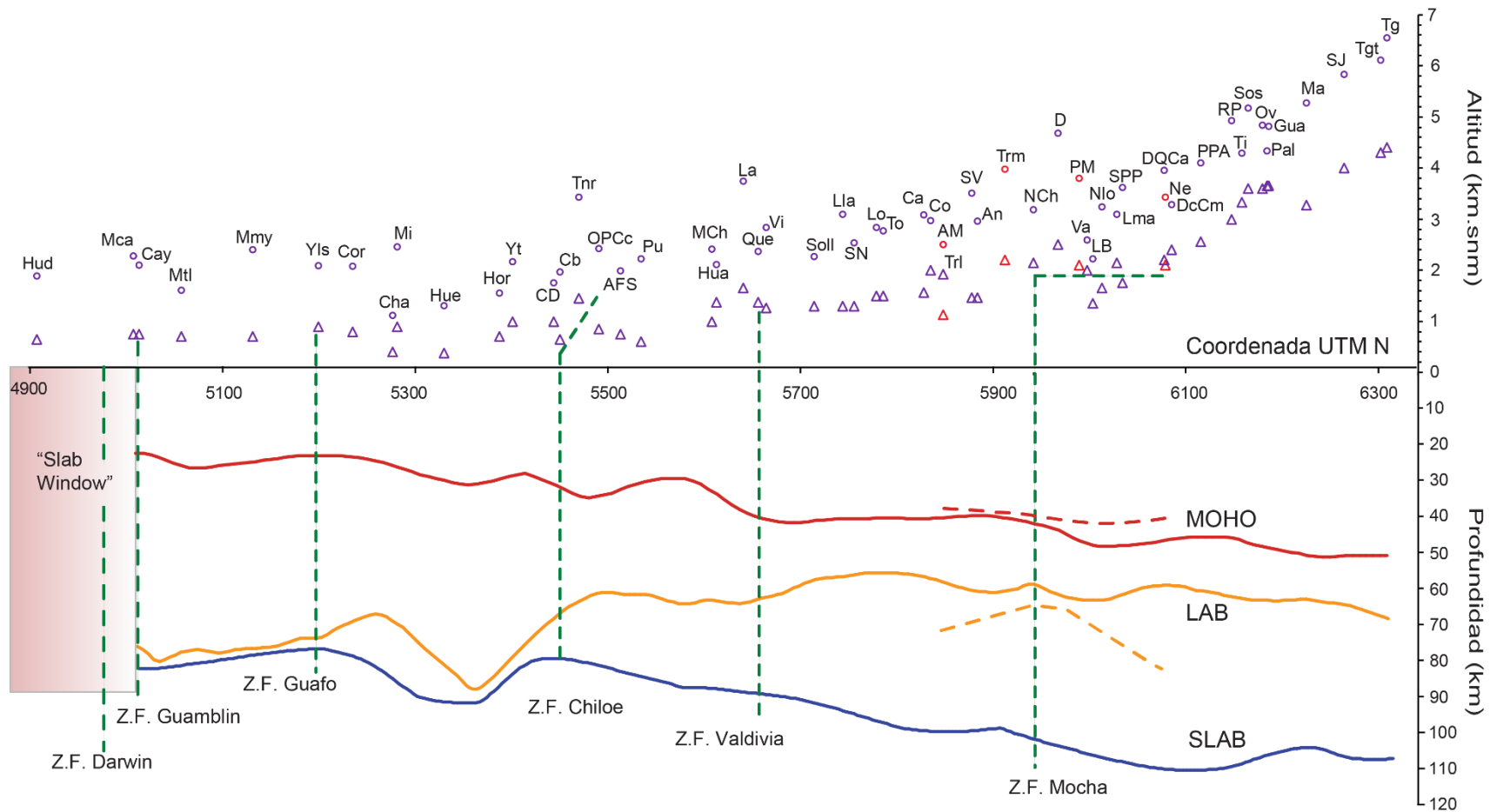


Figura 26. I) Base (triángulo morado) y cumbre (punto morado con nombre) de volcanes analizados. ii) Profundidad de discontinuidades corticales proyectadas de [Tassara & Echaurren 2012](#) a lo largo del frente volcánico (línea completa) y a lo largo del frente de volcanes de trasarco (línea punteada, volcanes destacados en rojo). iii) Proyección a la altura del frente volcánico de zonas de falla en corteza oceánica en Figura 4. Transición de influencia de “Slab Window” modificada de [Gutiérrez et al. 2005](#).

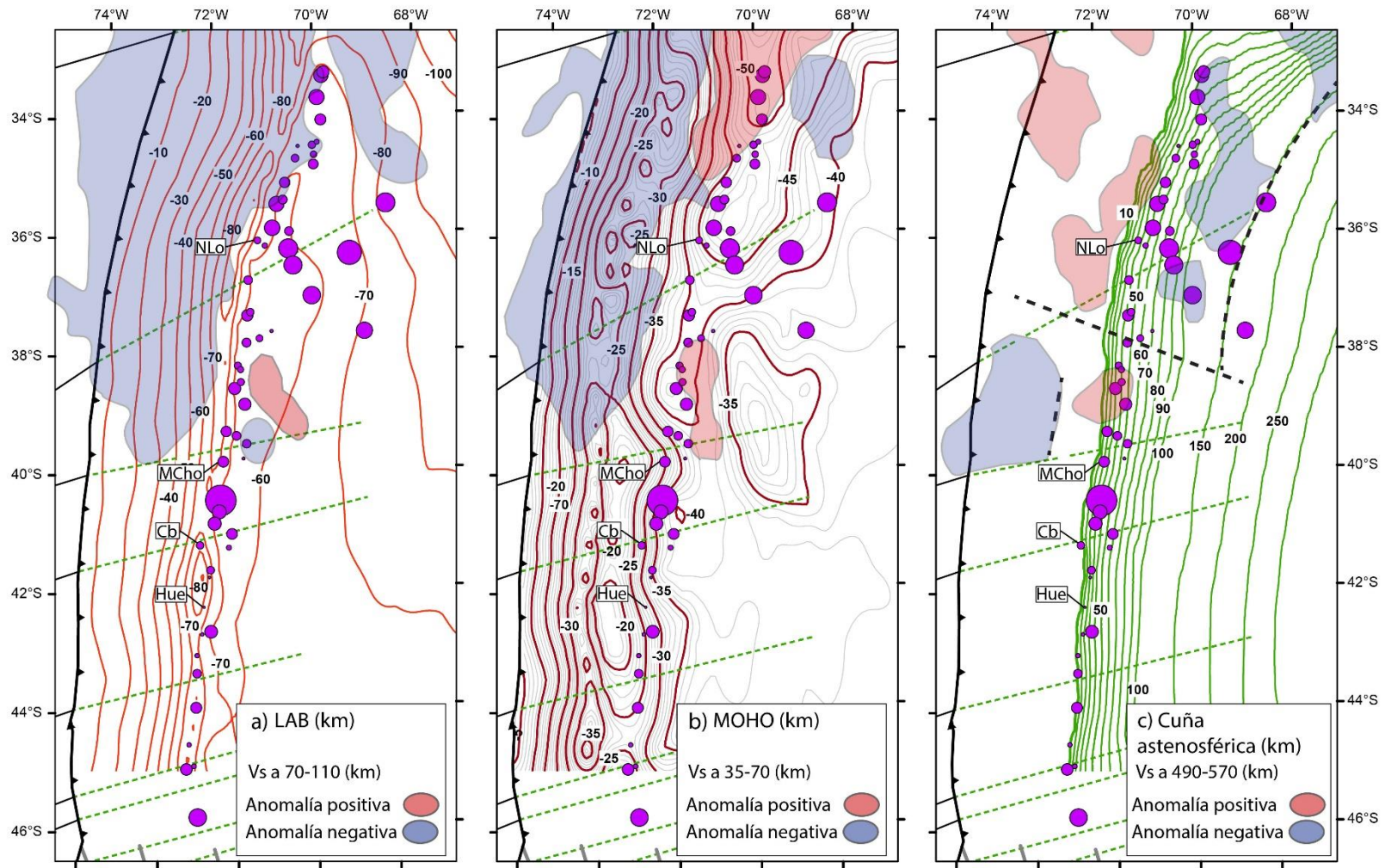


Figura 27. Volumen relativo de edificios volcánicos. a) Profundidad de LAB, b) Moho y d) potencia de cuña astenosférica. Discontinuidades construida en base a datos de [Tassara & Echaurren 2012](#). Anomalías de velocidad de onda sísmica tomadas de [Pesicek et al. 2012](#). Línea punteada en c) indica desgarramiento y desprendimiento de SLAB inferido por [Pesicek et al. 2012](#) a los 410-490 km de profundidad.

4.1.3 Segmentación tradicional y tasas extrusivas del arco activo

Las tasas extrusivas de corto plazo (<300 ka) no están directamente relacionadas con tasas de generación de magma en la corteza (Crisp, 1984 y referencias allí citadas). Enfocaremos nuestra atención, por tanto, en las tasas de largo plazo de material extruido por km de longitud de arco activo, ponderado a la actividad del último millón de años ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$). Para esto, se estiman tasas de material volcánico extruido en diferentes segmentos volcano-tectónicos (Figura 4), siguiendo la metodología propuesta por Volker et al., (2011) se suma el total del volumen de los centros eruptivos dentro de un segmento y se divide por el largo del mismo, que se considera como la distancia en línea recta entre los volcanes en los extremos N y S del segmento. Este resultado se duplica para ponderar la ventana de tiempo que engloba la mayoría de los productos volcánicos elegidos (500 ka). A continuación se describen tasas extrusivas de largo plazo estimadas para los segmentos tradicionales de la ZVS:

En la ZVSN cuatro volcanes suman 315 km^3 promediando 79 km^3 por volcán. La distancia entre los volcanes Tupungato y Maipo es de 90 km, lo que permite estimar una tasa extrusiva de $7 (\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma})$.

En la ZVST y ZVSC es necesario considerar por separado los volcanes de frente e intra arco respecto de los centros ubicados en el tras-arco ($\text{DFV} > 200 \text{ km}$) y que responden a un mecanismo diferente para la generación de magmas, como es un desprendimiento de corteza oceánica subductada al sur de la provincia volcánica de Payenia (Søager et al. 2013): i) En el frente volcánico de la ZVST 16 volcanes suman un volumen de 931 km^3 , promediando 58 km^3 por volcán. La distancia entre los volcanes Overo y Nv. De Chillán es 290 km, lo que permite estimar una tasa extrusiva de $6.4 \text{ km}^3/\text{km}/\text{Ma}$. ii) En el límite oriental del volcanismo Cuaternario de tras-arco, entre los 35° S y 38° S , 4 complejos eruptivos suman 749 km^3 , promediando 187 km^3 por complejo. La distancia entre los complejos Nevado y Auca Mahuida es 244 km, lo que permite estimar una tasa extrusiva de $6.1 (\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma})$.

En el frente volcánico de la ZVSC, 23 volcanes suman un volumen de 1352 km^3 promediando 59 km^3 por volcán. La distancia entre los volcanes Antuco y

Hornopiren es 504 km, lo que permite estimar una tasa extrusiva de 5.4 ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$).

En el frente e intra-arco volcánico de la ZVSS, 10 volcanes suman un volumen de 442 km^3 promediando 44 km^3 por volcán. La distancia entre los volcanes Huequi y Hudson es 395 km, lo que permite estimar una tasa extrusiva de $2.2 \text{ km}^3/\text{km}$.

En promedio, los volcanes de tras-arco corresponden a los más volumétricos en la ZVS. Los volcanes de la ZVSN tienen un volumen promedio ligeramente superior al resto de los centros del frente volcánico, que no superan los 60 km^3 . Se reconoce una tendencia decreciente hacia el sur en la tasa extrusiva inferida para los segmentos establecidos por [López-Escobar et al. 1995](#) (Figura 28). Esta tendencia es consistente con un aumento hacia el sur de la cantidad de centros eruptivos controlados espacial y volumétricamente por la fábrica de la corteza superior, ie. Caldera de Atuel, Cuencas del Oligoceno-Mioceno, ALFS, SFLO. El bajo volumen promedio de los centros en la ZVSS sugiere una gran influencia de la erosión glacial como proceso que controla la morfología y el ciclo eruptivo de los volcanes.

4.1.4 Propuesta de segmentación

A continuación se presenta una modificación de segmentaciones volcano-tectónicas propuestas previamente en la literatura (e.g. [López-Escobar et al. 1995](#); [Gonzalez-Ferran 1995](#); [Dungan et al. 2001](#); [Völker et al. 2011](#)) con énfasis en los factores tectónicos, estructurales, volumétricos y geoquímicos que justifican dicha segmentación (Figuras 27 y 28):

Segmento I: Tupungato-Maipo

Abarca centros eruptivos moderadamente volumétricos ($40\text{-}115 \text{ km}^3$), desde los volcanes Tupungato al Maipo ($d=90 \text{ km}$). Incluye 4 estrato-volcanes cuyos edificios volcánicos suman 315 km^3 , lo que permite inferir una tasa extrusiva de 7.0 a 9.1 ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$). Se corresponde con la ZVSN en la forma propuesta por [López-Escobar et al. \(1995\)](#) y [Dungan et al. \(2001\)](#). En este segmento las rocas del arco se caracterizan por razones altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Esta signatura

es consistente con mayor un aporte de material cortical, el que podría ser asimilado durante el ascenso a través de la corteza y/o reciclado e incorporado a los magmas a través de erosión por subducción como propone [Kay et al. 2005](#).

El límite entre los segmentos I y II corresponde al oroclino del Maipo, que marca diferencia entre un dominio compresional con estructuras orientadas N-S (segmento I) y un dominio dextral transpresional con estructuras orientadas NNE-SSW (segmento II) ([Cembrano & Lara 2009](#); [Farías et al. 2010](#)).

Segmento II: Guanaqueros - Risco Plateado

El segmento II abarca centros eruptivos pequeños a medianos (13-49 km³), desde el cono adventicio Guanaqueros al macizo Risco Plateado (L=42 km). Incluye 6 centros eruptivos que suman 149 km³, permitiendo inferir una tasa extrusiva de 7.1 a 9.2 (km³/km/Ma). Este valor es semejante a la tasa inferida para el segmento I, lo que sugiere que el cambio en la dirección de la deformación no afecta la tasa de inyección magmática en la corteza. La fábrica de la corteza somera (<5 km), dominada por la estructura de la caldera de Atuel, parece privilegiar el emplazamiento de muchos centros de menor tamaño (1.4 volcanes por 10 km de arco; Tabla 6).

Los complejos Tinguiririca (único con actividad histórica documentada) y Risco Plateado, emplazados a 20 y 10 km del borde S de la caldera respectivamente, tienen volúmenes mayores, lo que sugiere que la influencia de las estructuras caldéricas del Plioceno-Pleistoceno es local y no afecta la tasa de extrusión a escala regional.

[Völker et al. 2011](#) propone que el volcán Maipo pertenece a un segmento que cubre hasta el complejo Descabezado Grande–Quizapu–Cerro Azul. Esta aseveración no se corresponde con la segmentación tradicional del arco, ni con el claro control que ejerce la fábrica superior de la corteza en los volcanes ubicados el sur del oroclino, evidenciado por la ubicación de volcanes dentro, en el borde y alrededor de Caldera de Atuel (e.g. Guanaqueros, Overo, Sosneado).

Segmento III: Planchón Peteroa – Domuyo

El volcán más al norte de la ZVS que presenta verdaderos basaltos es el Planchón-Peteroa-Azufre, PPA (e.g. [Dungan et al. 2001](#); [Hickey-Vargas et al. 2016](#)). Este hito marca la transición desde la ZVSN a la ZVST ([López-Escobar et al. 1995](#); [Dungan et al. 2001](#); [Hickey-Vargas et al. 2016](#)), que asignamos asimismo a la frontera entre los segmento II y III. Desde esta latitud hacia el sur es común encontrar variaciones desde basaltos a dacitas y, ocasionalmente, riolitas (Figura 16).

El segmento III comienza en el macizo Planchón-Peteroa-Azufre por el norte y llega hasta la caldera Domuyo (D) (L=155 km) en su límite sur, incluye 7 estratovolcanes y complejos de calderas con volúmenes medios a muy masivos (38-178 km³) que suman 705 km³, permitiendo inferir una tasa extrusiva de 9.1 km³/km/Ma. La que, junto con el segmento VII, corresponden a las más altas de la ZVS.

En este segmento destaca el gran volumen de las calderas, Valvarco y Domuyo, ubicadas ~30 km al este del frente del arco. Si bien el complejo Laguna del Maule (LdM) no presenta un volumen importante de material conformando edificios volcánicos en superficie, evidencia petrológica y geoquímica sugiere que bajo este complejo se emplaza, desde hace ca. 20 ka, una zona magmática tipo *Mush*, que en su parte superior permite la acumulación magma riolítico pobre en cristales ([Singer et al. 2014](#); [Singer et al. 2015](#)). Modelos de efusión de lava y análisis geo-termobarométricos ubican dos reservorios magmáticos de las unidades no riolíticas, entre 7-8.5 y 13-17 km de profundidad ([Cáceres et al. 2015](#)). Análisis de deformación superficial mediante InSAR arroja tasas de hasta 280 mm/año de elevación, y ubican una zona de acumulación de magma riolítico a ~5 km de profundidad bajo la laguna ([Le Mével et al. 2015](#)). Hipótesis que es consistente con campañas de gravimetría, GPS y MT ([Singer et al. 2014](#)). Resultados recientes de exploración MT, señalan la presencia de un conductor bajo el sector NW de la Laguna del Maule a ~4 km de profundidad ([Hernandez et al. 2016](#)). Evidentemente, el segmento III es susceptible de ser refinado, diferenciando los centros ubicados

en el frente volcánico de las grandes calderas ubicadas en el margen oriental del arco.

El incremento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y SiO_2 en rocas de volcanes individuales es una evidencia importante de asimilación de corteza radiogénica continental. En el frente de arco de los segmentos I, II y III es común encontrar razones altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en lavas félsicas, característica que desaparece en volcanes ubicados al sur del San Pedro-Pellado (Figura 16). Esta particularidad descrita en detalle por [Hickey-Vargas et al. 2016](#), sumada a un cambio importante en el volumen promedio de los centros eruptivos marca la transición entre los segmentos III y IV.

Segmento IV: Nv. Longaví - S. Velluda

Abarca volcanes pequeños a intermedios (16-64 km³), engloba 5 volcanes que suman 229 km³, permitiendo inferir una tasa extrusiva de 3.2 a 4.2 (km³/km/Ma). El volumen promedio de los edificios volcánicos es de 46 km³, menos de la mitad que el del segmento III, esta marcada diferencia es consistente con lo que parece ser un fuerte control de la fábrica de la corteza superior en la distribución de los centros eruptivos, similar a lo observado en el segmento II.

Al sur del NLo, y hasta los 40 °S, los productos volcánicos incluyen basaltos a dacitas en un rango más restringido que el segmento III. Andesitas basálticas y Andesitas del Nv. De Longaví (NLo; IV), Calbuco (Cb; VIII) y Huequi (VIII) son anomalías y presentan un aumento en la razón La/Yb que [Sellés 2006](#) y [Rodríguez et al. 2007](#) atribuyen a fraccionamiento de hornblenda y, en menor medida, granate. Salvo estas anomalías, la mayoría de volcanes al sur de la ZVST presentan pocas variaciones de La/Yb (Figura 16). La deshidratación de serpentinita en la litosfera ha sido propuesta como fuente de fluidos que explicarían el alto contenido de agua en las lavas del NLo y Cb, los que [Sellés 2006](#) asocia a la proyección de las zonas de falla de Mocha y Chiloé respectivamente.

Los márgenes del segmento IV coinciden con las sub-cuencas Chillán y Lileo descritas por [Radic, 2010](#) y pertenecientes al sistema de sub-cuencas de Cura-Mallín. Un sistema de 'rift' caracterizado por la formación, durante el Oligoceno-Mioceno, de al menos tres sub-cuencas diacrónicas e independientes. La sub-

cuenca Chillán se extiende entre el Nv. del Longaví por el norte y el Complejo Volcánico Nv. de Chillán por el sur. Tiene un largo de 70 km y un ancho de 60 km aproximadamente. Su arquitectura extensional está caracterizada por un hemigraben de polaridad oeste (Radic, 2010). La Subcuenca Lileo limita entre los complejos volcánicos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui por el norte y sur respectivamente, presenta una dimensión NS de 120 Km de largo y 75 de ancho. Su arquitectura extensional corresponde a un hemigraben de polaridad este (Radic 2010).

Segmento V: Nevado-Auca Mahuida

Se consideran 4 volcanes masivos de retro-arco ($L = 244$ km) que suman 749 km^3 , permitiendo inferir una tasa extrusiva de largo plazo de 6.1 a 8 ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$). Si bien destaca el enorme volumen promedio de 187 km^3 por centro eruptivo (Tabla 6), no debería sorprender la alta tasa extrusiva inferida. Ramos y Folguera (2011) estiman que en la provincia basáltica de Payenia, 800 centros volcánicos habrían expulsado 8.400 ± 100 km^3 en los últimos 2 Ma, equivalente a una tasa de 10.5 ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$). Este segmento es susceptible de ser a la vez subdividido; Ramos y Folguera (2011) diferencian tres regiones (segmentos norte, centro y sur) en función de la proporción de estratovolcanes grandes, conos monogenéticos y flujos de lava que la componen.

El volcanismo en Payenia presenta tendencias espaciales y temporales que apoyan la hipótesis de un proceso de *roll back* bajo el complejo volcánico, asociado a un despegue de la placa de nazca directamente al sur-este (Gudnason et al. 2012). Análisis de olivinos en basaltos de este segmento, indican que el magma fue formado por una mezcla entre fundidos de peridotita y piroxenita, con composiciones dominantes de peridotita en el norte y piroxenita en el sur de la provincia de Payenia (Søager et al. 2013), tendencia consistente con el ascenso de fundidos astenosféricos y fusión de piroxenita en la base de la litósfera. Este mecanismo de generación de magma es consistente con los grandes volúmenes observados.

Segmento VI: Trolon-Sollipulli

Este segmento del arco mide 147 km y engloba 8 volcanes que suman 291 (km³), permitiendo inferir una tasa extrusiva de largo plazo de 4 a 5.1 (km³/km/Ma). El margen norte de este segmento está marcado por la aparición del SFLO que, a partir de este punto, controla la ubicación del arco activo. En particular, la terminación norte de este sistema está caracterizado por fallas que forman una estructura de dúplex ([Perez-Florez et al. 2015](#)), que parece controlar de distribución de paleo-fluidos y el emplazamiento de magma en el frente volcánico. Los sistemas de falla son interpretados como una estructura tipo *horsetail* en la terminación de una falla de rumbo dextral ([Rosenau et al. 2006 y referencias allí citadas](#)). Aproximadamente 20 km al NE del volcán Trolón, en el retro-arco, comienza una serie de complejos volcánicos fisurales controlados por la fosa de Loncopué. Un sistema de fallas NNW de ~100 (km), cuyo margen occidental controla el emplazamiento de estratovolcanes y complejos caldéricos ([Vera 2011](#)), los que no son considerados en la medición de volumen debido a la pobre restricción de edades y al bajo relieve de los edificios. En el frente volcánico, la fábrica de la corteza superior está fuertemente influenciada por la sub-cuenca Lonquimay; orientada principalmente en dirección NNE, presenta un largo de 120 (km) y un ancho inferido de 80 (km). Su arquitectura extensional corresponde a un hemigraben de polaridad al oeste que alterna respecto de la sub-cuenca Lileo, ubicada inmediatamente al norte ([Radic, 2010](#)). El borde activo se encuentra localizado en las cercanías de Lonquimay en territorio chileno y su borde pasivo debiera estar en territorio argentino en las cercanías de Las Lajas, coincidiendo con el borde oriental de la fosa de Loncopué ([Radic, 2010](#)).

Este segmento presenta una alta densidad de volcanes pero una baja proporción de ellos tienen actividad histórica documentada respecto de los segmentos colindantes (VI, V, VII y VIII; Tabla 6). La tasa extrusiva es similar a la observada en el segmento IV, lo que refuerza la hipótesis de un fuerte control de la fábrica de la corteza superior en el volumen extruido.

Segmento VII: Villarrica - Osorno

Este tramo del arco mide 194 km y, al igual que el segmento precedente, engloba 8 volcanes, los que suman 834 (km³), permitiendo inferir una tasa extrusiva de largo plazo de 8.6 a 11.2 (km³/km/Ma). El margen norte está marcado por la transición del tramo estructural tipo *horsetail* del SFLO a un tramo orientado NS, donde la deformación pasa de concentrarse en el retro-arco al intra-arco y las tasas de cizalle aumentan de 13±3 a 32±6 (mm/año) (Rosenau et al. 2006). Esta transición es coincidente con la subducción de la zona de falla de Valdivia, aunque no se han identificado rocas cuya signatura química indique influencia alguna, como si ocurre en las zonas de fractura de Mocha y Chiloé, ubicadas al norte y sur respectivamente.

De norte a sur, la profundidades del Moho y SLAB bajo el frente volcánico decrecen de ~45 a ~35 km y de ~90 a ~80 km respectivamente. Por el contrario, la profundidad del LAB aumenta ~60 a ~70 km (Figura 26). Esta configuración se traduce en un aumento de la potencia de la litosfera sub- Moho, el que coincide con un incremento en las razones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y un leve descenso de las razones de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, sugiriendo una mayor asimilación cortical que en el segmento VI.

En este segmento destaca el enorme volumen de los complejos volcánicos Puyehue - Cordón Caulle (Pu-Cc) y Carrán - Los Venados, que suman 455 (km³) si se considera una base de 600 msnm. Este complejo puede ser refinado distinguiendo los productos ubicados a más de 1.000 msnm, los que se restringen al área del cordón principal y suman 168 (km³), valor comparable al de los mayores estratovolcanes en el segmento V. El tramo superior del cono del Puyehue puede ser medido de manera individual a partir de una base de 1.500 msnm, lo que arroja un volumen de 15 (km³) en un área de 45 km². El volumen promedio de los edificios en este segmento bordea los 100 km³, valor que se reduce a la mitad si se excluye el Pu-Cc. Cuatro volcanes en este segmento presentan actividad histórica, tres de los cuales tienen fuentes termales cercanas. El margen sur de este segmento está marcado por la presencia de la zona de falla de Chiloé que estaría afectando la composición de magmas en el volcán Calbuco.

Segmento VIII: Tronador - Hudson

Abarca desde los volcanes Calbuco a Hudson (537 km), engloba 15 volcanes que suman 577 km³, permitiendo inferir una tasa extrusiva de 2.1 a 2.8 (km³/km/Ma). El margen norte de este segmento coincide con la proyección de la zona de falla de Chiloé bajo la corteza continental. Adicionalmente, el área norte del segmento se caracteriza por la presencia de los volcanes Tronador y Cuernos del Diablo, ubicados 60 km al este del frente activo, a las latitudes del volcán Osorno y Calbuco respectivamente.

En este segmento, las profundidades del LAB y Moho bordean los 70-80 y 35-25 km. respectivamente, mientras que la potencia de la cuña astenosférica bajo el frente volcánico no supera los 30 km. La tasa extrusiva estimada y el volumen promedio de los edificios volcánicos es el menor de toda la ZVS y solo el volcán Hudson supera los 100 km³.

Destaca el bajo número de estrato-volcanes por cada 10 km de arco (0.28, Tabla 6), así como la alta proporción de estos que presentan actividad histórica documentada (53%). Estas observaciones permiten sugerir un mecanismo de emplazamiento más localizado asociado al SFLO, sin embargo, casi la mitad de los centros eruptivos se ubican a más de 20 km de la traza principal por lo que esta explicación es solo parcial. Existe además, un sesgo importante asociado al menor grado de exploración geológica en estas áreas, lo que puede llevar a una subestimación del número de volcanes del Cuaternario. Un segundo sesgo es la diferencia en el grado de preservación y erosión de los productos volcánicos, que en la ZVSS están sujetos a mayor humedad y erosión glacial. Estos sesgos explican, en parte, la baja densidad de volcanes y el bajo volumen que presentan.

El margen sur del segmento VIII está marcado por una transición entre el régimen de subducción y una zona de *slab window* asociado a la subducción del Chile Ridge ([Bourgeois et al. 2016](#) y referencias allí citadas). Esta transición genera una signatura de magmas que tiene una componente tipo MORB, análogos a los basaltos de las dorsales de Chile y Taitao ([Gutiérrez et al. 2005](#)).

Claramente, la discusión en torno a estos resultados debe considerarse solo de manera comparativa y a una escala regional puesto que existen criterios susceptibles de ser refinados para centros volcánicos individuales. Este trabajo permite elaborar conclusiones preliminares respecto a los flujos magmáticos capaces de sustentar volcanismo en la escala de 10^4 - 10^5 años. Los tres segmentos más voluminosos incluyen centros ubicados en el frente volcánico (VII), intra-arco (II), y retro-arco (V). Presentan diferentes características regionales entre las que destacan: i) Edad y composición de placa subductada, ii) espesor cortical, iii) potencia de cuña astenosférica bajo el arco y iv) presencia de estructuras corticales que afectan la permeabilidad vertical. Una condición de primer orden para la erupción de grandes volúmenes de magma parece ser la ocurrencia de una cuña astenosférica de potencia mayor a 30 km. Los volcanes ubicados sobre estructuras NW de larga vida (ALFS/AOF; [Sánchez et al. 2013](#); [Perez-Florez et al. 2015](#); [Tardani et al. 2016](#); Figura 29) suelen presentar un volumen alto, lo que sugiere que la asimilación de la corteza superior puede ser una fuente importante de masa.

Tabla 6. Resumen de segmentación propuesta en el presente trabajo. N° de volcanes, volumen total, mínimo, promedio y máximo. V.H.= Número de volcanes con erupciones históricas y porcentaje respecto al total de volcanes del segmento. L es el largo de cada segmento. T_ef= Tasa efusiva de largo plazo estimada considerando el volumen de edificio volcánico y T_ef+ex= Tasa extrusiva de largo plazo considerando un 30% extra de material piroclástico ($\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$). ρ volc= N° de volcanes por cada 10 km de arco. El segmento VII incluye un valor promedio excluyendo el complejo Puyehue-Cordón Caulle.

Seg.	Norte - Sur	N°	V total (km^3)	V min (km^3)	V prom (km^3)	V max (km^3)	V.H. (N° / %)	L (km)	T_ef	T_ef+ex	ρ volc
I	Tupungato - Maipo	4	315	40	79	115	3 / 75	90	7.0	9.1	0.44
II	Guanaqueros - R. Plateado	6	149	13	25	49	1 / 17	42	7.1	9.2	1.43
III	P. Peteroa - Domuyo	7	705	38	101	178	2 / 29	155	9.1	11.8	0.45
IV	Nv.Longaví - S. Velluda	5	229	16	46	64	2 / 40	143	3.2	4.2	0.35
V	Nevado – Auca Mahuida	4	749	133	187	284	2 / 50	244	6.1	8.0	0.16
VI	Trolon - Sollipulli	8	291	6	36	74	3 / 38	147	4.0	5.1	0.54
VII	Villarrica - Osorno	8	834	5	104 (54)	455	4 / 50	194	8.6	11.2	0.41
VIII	Tronador - Hudson	15	577	3	38	150	8 / 53	537	2.1	2.8	0.28

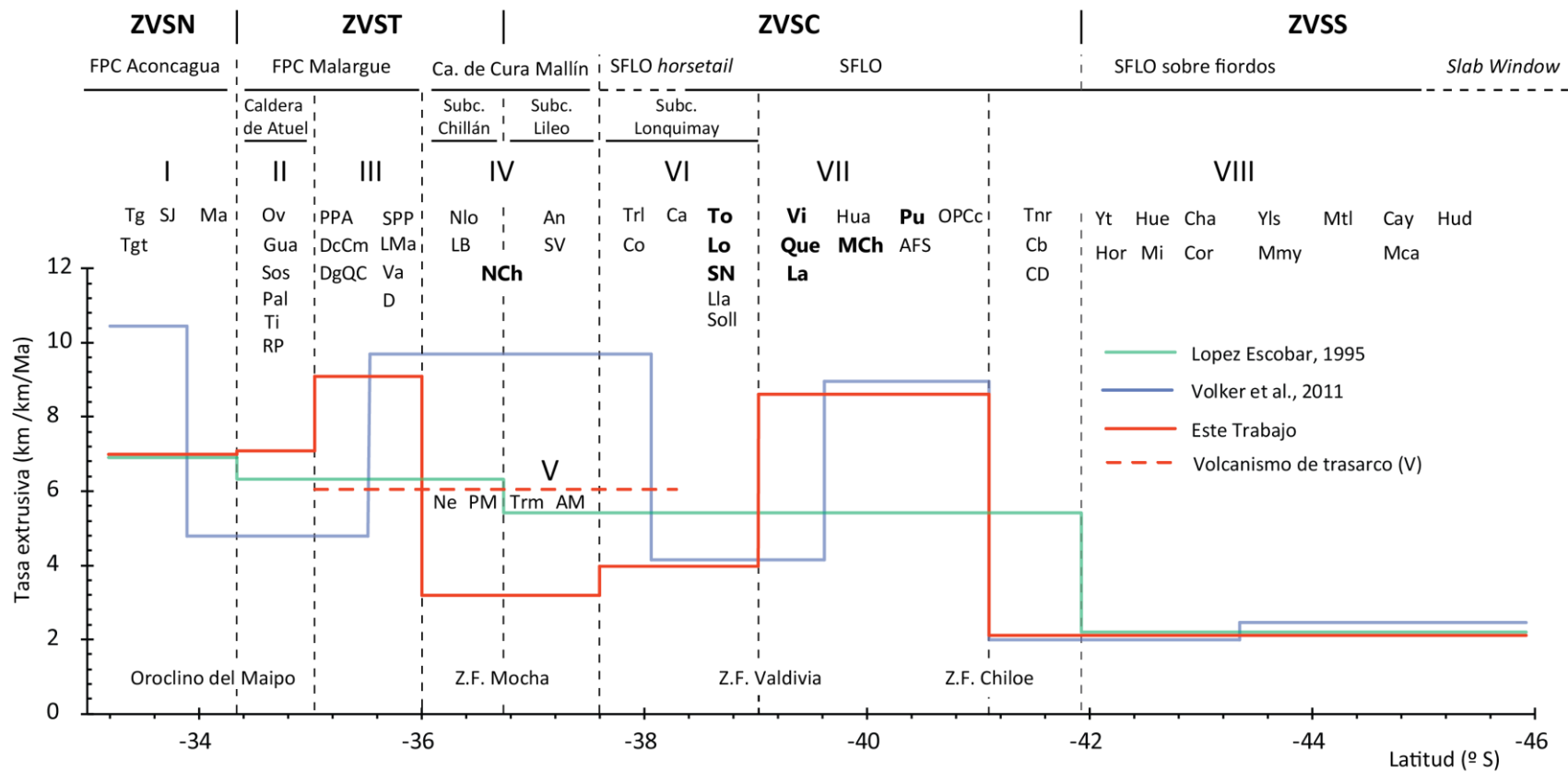


Figura 28. Variación latitudinal de la tasa extrusiva calculada para segmentación volcano-tectónica del arco activo propuestos por López-Escobar et al., 1995 (línea verde), Volker et al., 2011 (línea azul) y este trabajo (línea roja). Se incluyen principales características estructurales y el código de los volcanes pertenecientes a cada segmento. Se destacan en negrita los complejos ubicados sobre estructuras NW tipo ALFS o AOF (Sánchez et al. 2013; Tardani et al. 2016; Perez-Florez et al. 2015).

4.1.5 Flujo magmático / volcánico

Si bien la tasa extrusiva por km de arco por Ma es útil para comparar el volumen de material extruido a escala regional, no es adecuada para estimar realmente la tasa eruptiva de volcanes individuales. [Crisp \(1984\)](#) evalúa tasas de emplazamiento magmático en el orden de 10^3 a 10^4 años y establece relaciones entre el volumen de productos volcánicos y parámetros como el espesor cortical, la composición de los magmas y el contexto petro-tectónico. Posteriormente, [White et al. \(2006\)](#) extienden y actualizan la compilación de Crisp permitiendo establecer una serie de observaciones respecto a los sistemas volcánicos activos entre las que destacan una tasa de extrusión promedio de 0.001 a 0.0001 (km^3/a) para la corteza continental. Asimismo, los autores establecen razones de productos intrusivos y extrusivos (I:E) de 2:1 (valor más común) a 10:1 (valores máximos), con una media de 5:1. Estos valores son consistentes con resultados de modelamiento termo-mecánico que sugieren un flujo magmático de largo plazo del orden de 0.001 (km^3/a) y tasas de recarga periódicas de hasta 0.005 (km^3/a) para el sistema magmático del Santorini, que se formaría por erupciones frecuentes y pequeñas (40-80 km^3) en ciclos de periodos del orden de 10^4 años ([Degruyter et al. 2016](#)). En contraste, los flujos magmáticos asociados a la formación de grandes ignimbritas son un orden de magnitud mayor, sobre 0.01 km^3/a ([Wotzlaw et al. 2013](#); [Frazer et al. 2014](#) y [referencias allí citadas](#)) y ocurren en el orden de 10^5 - 10^6 años ([Caricchi et al. 2014](#)). Estos valores son consistentes con el modelamiento numérico de intrusiones episódicas con geometría elongada, que sugieren que la formación de grandes cámaras magmáticas en la corteza superior solo puede ocurrir si existen flujos volumetricos sobre 0.005-0.01 (km^3/a) ([Annen et al. 2008](#); [Annen 2009](#); [Gelman et al. 2013](#)). Posterior refinamiento de estos modelos indica que a esta condición se debe sumar a un aumento repentino y significativo, hasta en un orden de magnitud, del flujo basal. Estos flujos transientes deben superar 0.0125 (km^3/a) y sostenerse por al menos 365 ka para generara un reservorio con proporciones sobre 500 km^3 y cuya fracción de magma movil persista mas de 100 ka ([Schöpa & Annen 2013](#)).

Utilizando resultados de modelamiento numérico, [Gelman et al. 2013](#) derivan una ley de potencias para predecir la cantidad de magma móvil (>60 vol% de fundido) producido (V) en función de una tasa de emplazamiento (r) a 5 km de profundidad:

$$V = ar^b + c \quad (\text{Ecuación 11})$$

Donde a, b y c son constantes susceptibles de ser ajustadas para reflejar variaciones en la composición del magma (ie. SiO₂) y el comportamiento termo-dependiente de la conductividad. En la Figura 29, se grafican dos curvas que reflejan el volumen emplazado de magma de composición intermedia (línea violeta) y riolítica (línea roja), en función de la tasa de inyección (Ecuación 11). Esta relación sugiere que para acumular volúmenes de magma equivalentes a 5-10 veces el volumen de los volcanes de la ZVS, serían necesarias tasas de inyección del orden de 0.004 a 0.033 (km³/a), en el orden de la tasa de extrusión promedio en la corteza inferido por [White et al. 2006](#), pero un orden de magnitud sobre las tasas de emplazamiento estimadas con datación U-Pb en circones para complejos plutónicos bien estudiados (i.e. [Glazner et al. 2004](#); [Frazer et al. 2014](#)). Salvo contadas anomalías como el Plutón Rapakivi (Washington St. USA), emplazado a una tasa de 0.0125 (km³/a) (Figura 29), la mayoría de estos complejos presentan tasas de emplazamiento del orden de 0.0004 a 0.0027 (km³/a) ([Eddy et al. 2016](#)). Consistentes con resultados de modelamiento termo-mecánico que sugieren un flujo magmático de largo plazo del orden de 0.001 (km³/a) y tasas de recarga periódicas de hasta 0.005 (km³/a) para el sistema magmático del Santorini, que se formaría por erupciones frecuentes y pequeñas (40-80 km³) en ciclos de 10⁴ años ([Degruyter et al. 2016](#)).

4.1.6 Flujo magmático / volcánico en el segmento VI

El grupo plutónico Melipeuco (Figura 5) cubre más 1.000 km² y está compuesto por rocas graníticas cuya edad de emplazamiento abarca 8 Ma (ca. 15 y 7 Ma; [Suárez & Emparan 1997](#)). Las condiciones de contacto de este intrusivo,

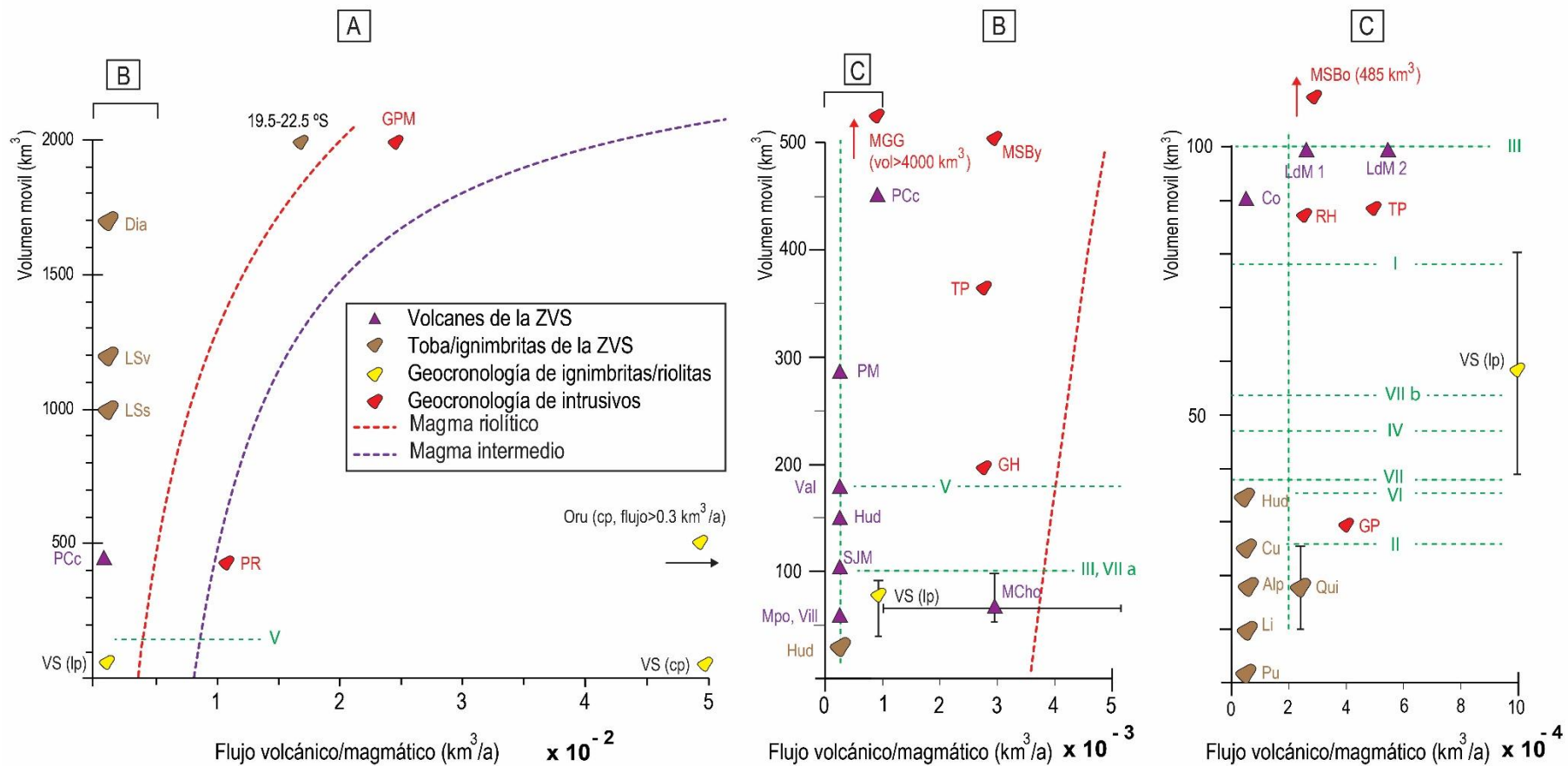
subyaciendo e intruyendo a la Fm. Cura Mallín, sugieren que la geometría de este complejo es representativa de las cámaras que alimentaron las erupciones del arco activo durante el oligo-mioceno. Si se aplica la ley de potencias que describe la proporción de cuerpos intrusivos en la corteza ([Caffrey & Petford 1997](#), [Petford et al. 2000](#)), es posible inferir un espesor vertical de hasta 2 (km) y un volumen de ca. 2.000 km³, equivalente a una tasa de emplazamiento de 25 (km³/ka) y consistente con lo esperado para grandes acumulaciones de magma riolítico.

Un análisis de alta resolución del registro eruptivo post-glacial del volcán Mocho-Choshuenco indica altas variaciones del flujo eruptivo para este volcán ([Rawson et al. 2015](#); [Rawson et al. 2016](#)). Según los autores, la historia eruptiva del Mocho-Choshuenco indica tasas de emplazamiento en un rango de 0.001 a 0.005 (km³/a) y sugiere rangos similares para los volcanes Villarrica, Puyehue y Calbuco. Construyendo sobre el trabajo de [Hildreth et al. 2010](#), [Singer et al. 2014](#) establece un comportamiento similar para el complejo LdM, donde el volcanismo silíceo está concentrado en dos fases: 19-22.5 ka y post 10 ka, con tasas eruptivas de 0.00025 y 0.00055 km³/a respectivamente. Modelamiento de deformación en el volcán Copahue, correlacionan un proceso deflacionario del edificio volcánico del Copahue y muestran que el mejor ajuste a dicha deformación está dado por una fuente elipsoidal oblada, ubicada a 4 km de profundidad por debajo del edificio volcánico y que sufre una pérdida de volumen de $0,15 \cdot 10^{-5}$ (km³/año) ([Velez 2011](#); [Agusto et al. 2012](#)).

Los volcanes pertenecientes al segmento VI (Trolon-Sollipulli) presentan un volumen promedio de 36 (km³). El volcán Copahue, ubicado directamente en la traza del perfil A-A` (Figura 5) presenta un volumen de 24 km³ considerando una línea base de 2000 m, aunque se pueden incluir productos más antiguos desde una base de 1700 m, con los que el volumen aumenta a 70 (km³) e incluso a 90 (km³) si se suma un hipotético 30% de material explosivo no considerado en la medición (Figura 29, c). Siguiendo el modelo propuestos por [Agusto et al. 2013](#), se simulara el emplazamiento instantáneo de una cámara emplazada a 5 km de profundidad bajo las fumarolas del cráter principal.

Análisis de química de roca total y de inclusiones fundidas en olivinos, hospedados en escoria generada por erupciones máficas históricas del volcán Llaima, sugieren que basaltos andesíticos se emplazan a menos de 4 km directamente bajo el edificio volcánico, donde cristalizan y son almacenados como cuerpos múltiples (Bouvet de Maisonneuve et al. 2012). La similitud composicional, volumétrica y estructural de los volcanes Llaima y Copahue, sugiere que los sistemas magmáticos que alimentan las erupciones recientes de ambos centros están sometidos a similares tasas de flujo magmático de largo plazo. Finalmente, la geometría de la zona de alta conductividad identificada por Brasse & Soyer 2001 y Brasse et al. 2009 bajo el volcán Llaima, muestra la posible geometría de un cuerpo magmático emplazado a profundidades sobre 20 km.

Figura 29. Volumen de magma móvil (>60 wt% fundido) susceptible de ser acumulado a 5 km de profundidad en función de diferentes tasas de inyección. Líneas violeta y roja señalan la tasa de inyección para magmas de composiciones intermedios y ricos en sílice respectivamente, obtenidas mediante expresiones derivadas por Gelman et al. 2013 (Ecuación 11). Línea segmentada vertical en b) y c) indica tasas eruptivas inferidas para estratovolcanes de la ZVS. Volumen de volcanes en la ZVS: SJM= San José Marmolejo, Co= Copahue, PCc= Puyehue Cordón Caulle, PM= Payún Matru, Val= Valvarco, Hud= Hudson, Mpo= Maipo, Vill= Villarrica, MCho= Mocho Choshuenco. LdM1/2= Laguna del Maule (actividad de 20/10 ka respectivamente), Oru= Volcán Oruanui, NZ (Charlier et al. 2005). Volumen de tobas, cenizas, ignimbritas y riolitas: Dia= Toba Diamante. LSv=Toba Loma seca (unidad v), LSs Toba loma seca (unidad s), Hud= Cenizas volcán Hudson, Cu=Ignimbrita Curacautín, Li= Ignimbrita Licán, Pu= Ignimbrita Pucón, Qui= Tefra erupción Quizapu en 1932 (referencias en tabla 4). VS= Volcán Santorini (Degruyter et al. 2016). Volumen y tasa de emplazamiento estimado para plutones y batolitos: PR= Plutón Rapakivi, GP= Granito *Peralkaline* y GH= Granito *Heterogenous* (detalles en texto; Eddy et al. 2016). GPM= Grupo Plutónico Melipeuco, BMSo=Batolito Mt. Stuart (dominio antiguo), BMSy=Batolito Mt. Stuart (dominio nuevo) (Matzel et al. 2006), RH= Plutón Rio Honda (Tappa et al. 2011), TP= Complejo Torres del Paine (Leuthold et al. 2012), MGG= Granodiorita de Mt. Givens (Frazer et al. 2014).



Pie de figura en página anterior

4.2 Parámetros de roca

En la distribución de densidades se observa un claro control litológico; salvo una toba vítrea de muy baja densidad, se distinguen claramente las unidades sedimentarias ($\rho < 2.300 \text{ kg/m}^3$) y volcánicas ($\rho > 2.300 \text{ kg/m}^3$) de la Fm. Cura Mallín (Figura 30). Las últimas, son indistinguibles de las densidades medidas en lavas del Cuaternario. La alta densidad de las muestras de Jnb se puede asociar a su silicificación intensa, que aumenta su densidad hasta casi alcanzar la del GPM. La densidad y PCR medidos en rocas del GPM es consistente con estadísticas de 92 rocas clasificadas como granodioritas ($2700 \text{ [kg/m}^3]$; $2.073 \pm 1.235 \text{ [uW/m}^3]$; [Vilà et al. 2010](#)). Se observa una clara tendencia exponencial entre la densidad de roca y los valores medidos de K y PCR (R^2 de 0.87 y 0.67 respectivamente, Figura 30). La única anomalía a esta correspondencia es el alto PCR medido en lavas del cuaternario, las que más bien se asemejan a los del GPM y presentan concentraciones similares de U y Th (sobre 1 y 3 ppm respectivamente).

Los valores de conductividades térmica medidos varían en el rango de 1-2 ($\text{W/m}^*\text{K}$), muy cercano al de conductividad de los feldespatos y bajo el rango promedio esperado en rocas de la corteza superior a temperatura ambiente, que más bien bordea los 2.5 a 3 ($\text{W/m}^*\text{K}$) ([Whittington et al. 2009](#)). Como es de esperar, la formación Cura Mallín presenta una alta variabilidad en PCR y K. La influencia litológica, reflejada en la segmentación de las densidades, parece ser un factor de primer orden. El bajo valor de K medido en tobas vítreas de la Fm. Cura Mallín sugiere que estas unidades podrían actuar como aislante térmico, en concordancia con la hipótesis de que grandes volúmenes de ignimbritas pueden actuar como fuente de calor para sistemas geotermales en una ventana de tiempo mayor a las de la actividad volcánica ($\sim 3 \text{ Ma}$). La tendencia general observada en la distribución de valores de PCR y K, se ve replicada para C_p , aunque en un rango muy acotado que bordea 1 ($\text{J/g}^*\text{K}$). Existen excepciones que incluyen lavas intensamente silicificados de Jnb y lavas con grados intermedios de alteración cuyo valor de C_p bordea 0.3 ($\text{J/g}^*\text{K}$) (Figura 30). Es difícil encontrar explicación a este fenómeno ya que la mayoría de los minerales formadores de roca en la corteza tienen valores de

Cp sobre 0.7 (J/g*K) (Robertson 1988). Se podría proponer la influencia de metales de transición que, en su mayoría, tienen un Cp menor a 0.4 (J/g*K). Esto explicaría el aumento de la conductividad observado en la misma unidad, que bordea 1.7 (W/m*K).

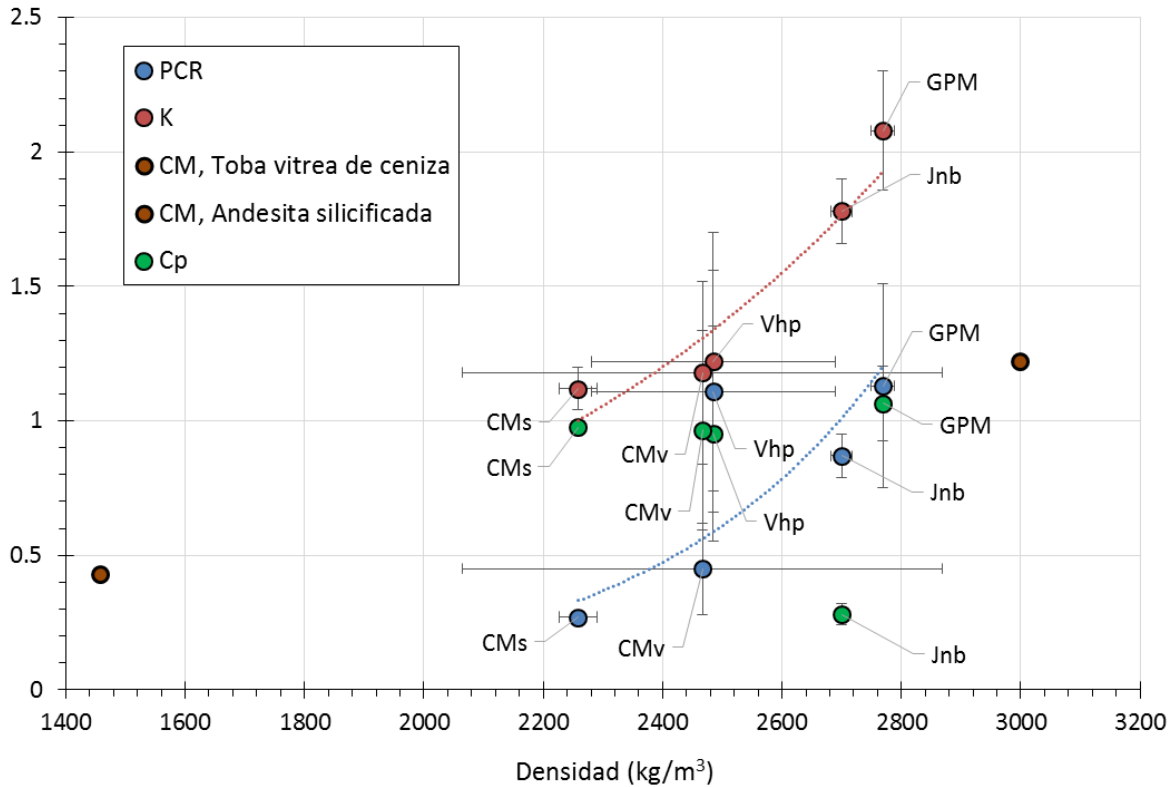


Figura 30. Valores de PCR ($\mu\text{W}/\text{m}^3$), conductividad térmica, K ($\text{W}/\text{m}\cdot\text{k}$), y calor específico, Cp ($\text{J}/\text{g}\cdot\text{K}$), versus densidad de roca (kg/m^3). CM: Valores de densidad máximo y mínimo para litologías específicas de la Fm. Cura Mallín. Barras de error corresponden a 1σ . Líneas punteadas muestran correlación exponencial entre densidad y i) conductividad térmica (línea marrón), ii) densidad y PCR (línea azul).

La concentración de elementos productores de calor en la corteza varía en diferentes escalas. El U, Th y K son elementos incompatibles respecto a los minerales del manto por lo que, durante procesos de fusión parcial y formación de corteza, se concentran preferentemente en la fase líquida. Como consecuencia, las rocas de la corteza superior presentan tasas de producción de calor superiores a las de la corteza inferior. Mediciones en rocas de facies granulitas arrojan resultados

consistentemente bajos ($0.2-0.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$), los que se consideran representativos de niveles corticales profundos ([Mareschal & Jaupart, 2013](#) y referencias allí citadas).

Las razones Th/U medidas se encuentra, en su mayoría, restringidas al rango 3.5-5 (Vhp y GPM) y 6.5-7.2 (Vhp y GPM) en el caso de Jnb y CM, esta última presenta una variabilidad mayor donde destacan la baja a nula concentración de U en rocas sedimentarias (Figura 31). Estas razones reflejan el comportamiento coherente del U y Th, que incluso pueden sustituirse entre si. Adicionalmente, la oxidación de U^{4+} a U^{6+} podría explicar diferencias entre las razones Th/U al aumentar la movilidad de este último ([Plant et al. 1999](#)). Coincidentemente, las muestras con mayor razón Th/U (empobrecidas en U) corresponden a un dique porfirico del GPM y a lavas del Cuaternario que presentan pátinas de pirita y vetilleo intenso, reflejando la influencia sumamente localizada del transporte de fluidos.

Las razones de $\text{K}/\text{U} \cdot 10^4$ de la mayoría de la muestras caen en el rango de 1-2. Sumamente consistente con estadísticas de mas de 100 publicaciones de PCR en diferentes contextos petro-tectónicos ([Vilà et al. 2010](#) y referencias allí citadas). Nuevamente CM presenta la mayor variabilidad de resultados (Figura 31) y, nuevamente, las muestras con mayor razón $\text{K}/\text{U} \cdot 10^4$ (10-22) corresponden a zonas de falla con vetilleo intenso y lavas con pátinas de pirita. La ocurrencia de feldespatos y micas favorece la formación de arcillas portadoras de K, como la Illita. Sin embargo, no es posible cuantificar procesos de este tipo comparando el K respecto a elementos traza como el U y Th. Los que, además, responden a diferentes dinámicas de transporte. La alta variabilidad de los parámetros de roca muestran porque su implementación en un modelo numérico requiere medir las propiedades in-situ, a modo de identificar valores anómalos que pueden tener una alta influencia en los resultados.

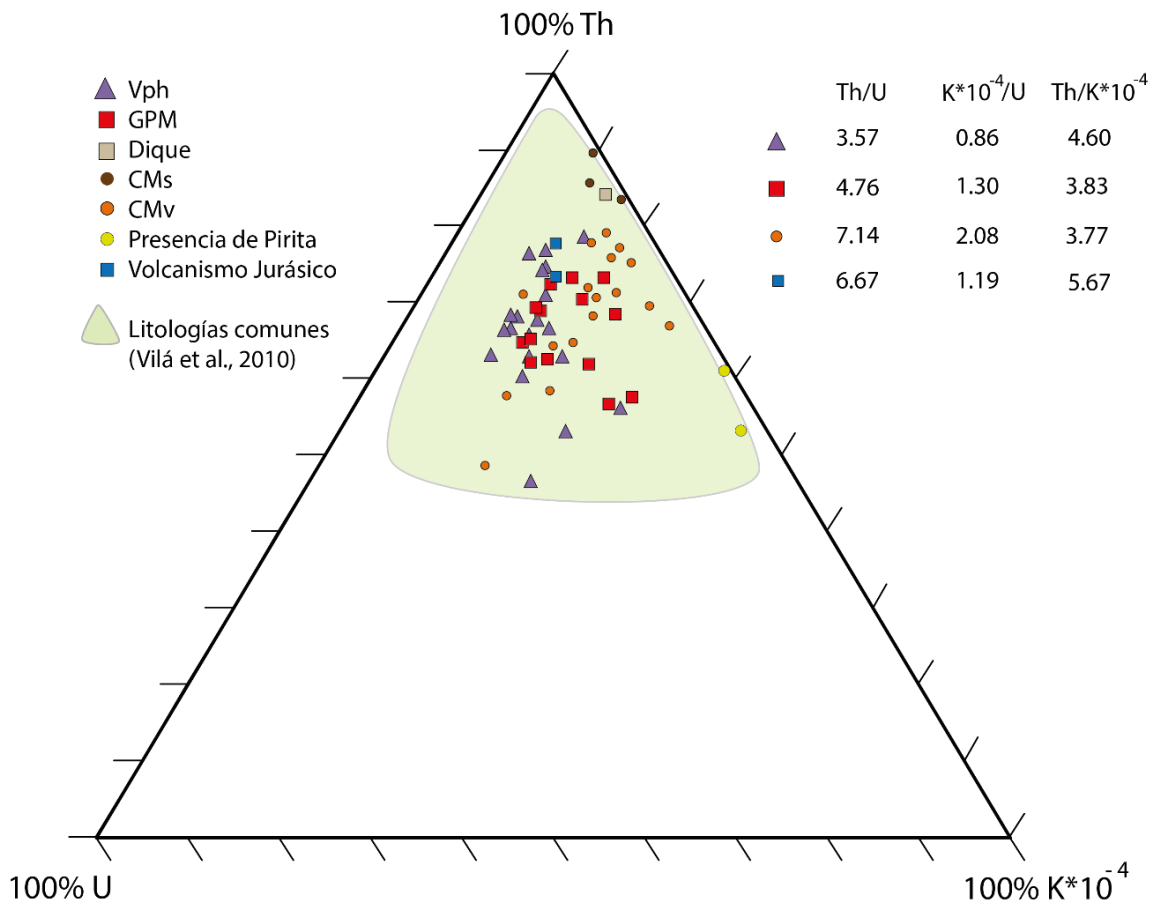


Figura 31. Proyección triangular de las composiciones de U-Th-K del total de unidades muestreadas. Vph=Volcanismo Pleistoceno-Holoceno; GPM= Grupo Plutónico Melipeuco; CMs= Fm. Cura Mallín, miembro sedimentario; CMv= Fm. Cura Mallín, miembro volcánico. Muestras con pirita pertenecen a CMv.

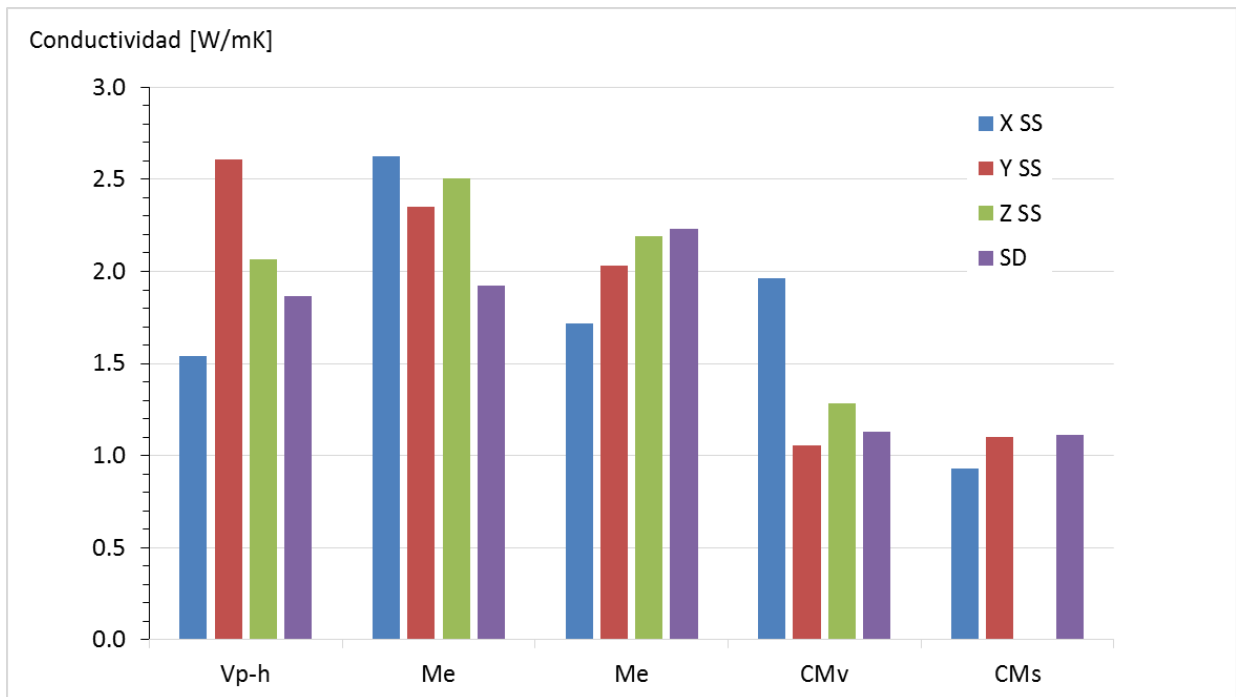


Figura 32. Conductividad de 5 rocas representativas de las principales unidades termales. Valores medidos con la sonda simple (SS) en tres ejes perpendiculares (X, Y, Z) y valor medido con la sonda doble (SD). CMs y CMv denotan unidades sedimentarias y volcánicas de la Fm. Cura Mallin respectivamente.

4.3 Estructura térmica de la corteza a los 38°S

Independiente de los procesos que controlan el espesor litosférico, la discontinuidad de velocidades requerida en la base de esta indican que el LAB no puede ser explicado solo en función de gradientes termal, pudiendo estar asociado a contrastes en el grado de hidratación y/o fundido presente en la placa oceánica (Fischer et al., 2010). Esta limitación debe considerarse al interpretar las temperaturas más profundas, pues se omiten una serie de mecanismos de transporte de calor desde el manto, como el asociado a la buoyancia termal o a la tracción entre las placas oceánica y continental.

El límite entre los dominios plástico y frágil está dado por una zona de auto-sello que sigue la isoterma cercana a los 400°C (Fournier 1991), ubicada a ~16 km de profundidad bajo el arco y retro-arco. En la zona de ante-arco esta isoterma se ubica a ~21 km de profundidad. El equilibrio de estos sistemas suele interrumpirse por periodos breves en los que la roca se comporta de manera frágil y libera los fluidos acumulados (Fournier 2007). En el volcán Copahue, esta situación habría producido la sobresaturación de la base del sistema cratérico con un mayor número de fases minerales (cuarzo, yeso, cristobalita y sílice amorfa; Fazio et al. 2008), y la disminución de la permeabilidad de los conductos someros que alimentan a la laguna cratérica.

La figura 20 b, muestra un modelo simplificado cuya distribución de temperaturas en la corteza profunda es equivalente a la obtenida bajo el arco activo en el modelo no simplificado (Figura 20). Esta configuración reduce los tiempos de computación y permite modelar escenarios transientes de generación de calor por fricción en una zona de falla. En la figura 21 se presentan las temperaturas obtenidas en el perfil Copahue al simular un ciclo de generación de calor que dura 100 ka, seguido de un periodo de reposo térmico (Ecuación 7). Se observa como tras 100 ka de fricción la profundidad en que se alcanzan temperaturas lo suficientemente para generar fusión parcial se reduce de 30 km a 25 km de profundidad. Esta configuración es consistente, por tanto, con las anomalías conductivas observadas por Brasse et al. 2009 y Brasse & Soyer (2001) a 24 km,

las que sugieren un grado importante de fusión parcial bajo el arco y retroarco. El flujo calórico de 60-70 mW/m² estimado en el arco es consistente con estimaciones regionales realizadas en base a mediciones en pozos profundos (e.g. Muñoz & Hamza 1993; Hamza et al. 2005; Mareschal & Jaupart 2013; De Silva et al. 2006), pero es muy inferior a los valores medidos directamente sobre el campo geotermal de Copahue, que alcanzan valores máximos de hasta 3.600 mW/m² (Mas et al. 2000) y tampoco es consistente con las temperaturas medidas en dos pozos profundos en el sistema geotermal de Tolhuaca (Melosh et al. 2012). Esta diferencia refleja la gran influencia de la transferencia de calor por convección en los sistemas volcánicos de la ZVS.

Los resultados obtenidos en el modelo deben ser mejorados en gran medida, ya que la cantidad y calidad de las mediciones de flujo calórico en pozos profundos es deficiente y no permite calibrar un estado de equilibrio. El modelo, por tanto, está sujeto a un alto grado de incertidumbre y presenta importantes limitaciones. Adicionalmente, cualquier interpretación a temperaturas bajo los 400 °C requiere acoplar ecuaciones de transferencia de calor por convección en todo el segmento de la corteza superior. Uno de los mejores prospectos para desarrollar dicho modelo es el reservorio asociado al sistema geotermal de Tolhuaca, el único en toda la ZVS que cuenta con 2 pozos de exploración profundos (2.5 km) y 2 pozos tipo *slim hole* que permitirían calibrar el estado natural.

5 Conclusiones

El análisis morfo-métrico de 57 estratovolcanes permitió medir la altitud, extensión basal y volumen los principales edificios volcánicos del Cuaternario en la ZVS. Se identifican dos patrones entre propiedades morfométricas, volcanológicas y geotermales del arco activo en la ZVS: (1) El volumen de los estratovolcanes cónicos bien definidos raramente supera los 75 km^3 . Los volcanes de peor definición morfológica se correlacionan con volúmenes sobre 125 km^3 y una extensión basal que supera los 250 km^2 . Se postula que estos valores representan el umbral de volumen/extensión crítico hasta el que pueden crecer los estratovolcanes cónicos bien formados de composición basáltica-dacítica. (2) Si se considera la presencia de manifestaciones superficiales y los registros de volcanismo histórico es posible identificar una mayor favorabilidad geotermal para centros eruptivos de volumen menor a 125 km^3 .

Se distinguen dos tendencias respecto a la proporción de material explosivo versus efusivo: (1) Depósitos de toba, ignimbritas y cenizas de composición basáltica a riolítica que son generalmente menores a un 30% del volumen del edificio volcánico actual, (2) tobas e ignimbritas de composición dacítica a riolítica cuyo volumen cuadruplica el de los edificios volcánicos actuales.

La geometría de la corteza continental y el uso de conductividad termo-dependiente cumplen un rol fundamental en la distribución de temperaturas en la corteza inferior. Se propone que la generación de calor radiogénico sumada a la generación de calor en zonas de falla puede dar lugar a fusión parcial de corteza.

Es altamente recomendable acoplar ecuaciones de transferencia de calor por convección para inferir de mejor manera la estructura térmica en los primeros 10 a 15 km de la corteza. Valores medidos de producción de calor radiogénico sugieren una alta influencia de la densidad de estructuras en la corteza superior, las que parecen controlar las concentraciones de U, Th y K.

Anexo I: Tablas de datos volcanológicos y gráficos adicionales

Tabla anexos 1. Centros eruptivos del Cuaternario en la ZVS. Distancia a la fosa oceánica (DF), distancia al frente volcánico (DFV), rango de SiO₂, edades datadas mediante Ar/Ar (ka) y Carbono-14. Ref.= Referencias de dataciones en Tabla 4).

Volcán	DF (km)	DFV (km)	SiO ₂ %wt Min	SiO ₂ %wt Max	Dataciones	Ref.
Tupungato	364	0	58	74		
Tupungatito	363	0	55	65		
San Jose - Plantat - La Engorda, Marmolejo	370	0	55	67	169±9; 65±6	70
Maipo, Diamante	397	0	54	74	86±10; 75±16; 45±14; 89±14; (Maipo) 440±80; 470±70 (Diamante) 100±30; 111±17; 90±60	68, 63, 31, 41 69
Guanaquero, Atuel	406	35	n.d	n.d		
Overo, Atuel	397	30	n.d	n.d		
Palomo	365	0	53	66		
Sosneado, Atuel	407	40	n.d	n.d		
Tinguiririca	468	0	56	63	297±28; 170±30	62
Risco Plateado	413	47	n.d	n.d		
Planchón - Peteroa - Azufre	360	0	51	69	550	61
Descabezado Chico - Cerro del Medio, Calabozos	368	10	n.d	n.d	140 (Desc. Chico) 790±30 (Calabozos)	16 3
Nevado	606	250	50	n.d	1324±190; 1320±190	60
Descabezado Grande - Quizapu - Cerro Azul	355	0	51	71	340	59
San Pedro-Pellado	359	0	51	68	38±6; 57±17; 68±6; 176±10	58
Laguna del Maule	401	48	49	78	117±4; 0.7±0.02 6.4; 2; 19; 24; 3.5; 6.2; 26; 20	59 58
Nevado de Longaví	332	0	56	65	6.835±0.065	26
Lomas Blancas	352	20	52	57		
Valvarco	409	77	n.d	n.d	1900±300; 2200±700	16
Payun Matru	554	225	47	69	15±1; 168±4; 7±1; 82±2; 9±6	36
Domuyo	430	100	55	71	2500±0.5; 720±0.11	52, 54, 55
Nevados de Chillan	333	0	53	71	883±283; 423±102; 157±45; 25.1±0.7;	21
Tromen - Waile - Tilhue	490	152	56	63	1000±15; 400±40; 1100±60; 2270±.100; 175±35	53
Antuco	350	7	52	59	300±100; 130; 83±46	4, 57, 72
Sierra Velluda	345	0	55	61	381; 495	16
Trolon	408	58	57	63		
Auca Mahuida	629	280	46	64	1780±100; 1550+70; 1390±30 800±30; 1700±20	53 41

Volcán	DF (km)	DFV (km)	% SiO ₂ Min	% SiO ₂ Max	Dataciones (ka)	Ref.
Copahue, Trapa-Trapa (Del Agrio)	382	30	50	74	404±24; 800±100; 1100±100; 1160±180; 760±140; 1230±180; 910±140 (Copahue) 700 (Trapa-Trapa) 1200; 4000±100; 5000±100 (El Agrio)	52, 72 16 7
Callaqui	352	0	51	61	146±26; 171±26	72
Tolguaca	339	0	51	67	52±20	52
Lonquimay	347	8	51	59		
Sierra Nevada	352	13	53	61		
Llaima	339	0	51	59	68±12; 60±100	30
Sollipulli	370	32	56	67	9360±250; 8830±80; 2900±60; 2860±60; 2850±70; 710±60 (C14)	15
Villarrica	332	0	52	70		
Quetrupillan	358	26	52	68		
Lanin	383	53	51	64		25
Huanquihue	380	49	50	n.d	1.4 (Fm. Río Pireco, C14)	65
Mocho-Choshuenco	331	0	52	67	350±24; 240±120; 160±90; 180±100; 69±26; 120±80; 109±30; 180±80; 55±34; 200±60; 53±30; 46±20	33
Puyehue	340	0	48	71		32
Antillanca - Fiucha - Sarnoso	340	0	49	70		
Osorno - Puntigudo-Cordón Cenizos	308	0	57	55	150±200;	1, 72
Tronador	379	56	50	66	340±41; 530±127; 470±36; 360±50	66
Calbuco	301	0	55	60	110±80	72
Cuernos del diablo	375	72	n.d	n.d	700±400	72
Yate - Apagado (Hualiaque)	334	0	52	71	111±10; 350±180; 104±11; 1100±500; 41±5; 18±4	34
Hornopiren	333	0	50	53	1000±400; 230±40	34
Huequi	321	0	55	62		
Michimahuida	341	21	52	61		71
Chaiten	318	0	74	74	5272-4852 (C14)	48
Corcovado	307	0	52	56	9370±60; 9810±90 (C14)	27
Yanteles	312	0	55	57	6.870±90; 7.980±100 (C14)	27
Melimoyu	326	0	55	57	9560±60; 9190±130 (C14)	27
Mentolat	311	0	53	61	1750±80; 2790±70; 2740±70 (C14)	27
Cay	326	17	49	51	6690±60 (C14)	27
Maca	306	0	50	55	1540±60 (C14)	27
Hudson	320	0	50	69	1032±63; 168±21; 565±55; 456±63; 282±26; 210±23; 189±12; 275±36; 75±15; 176±58; 500±120; 24±31	73

Tabla anexos 2. Volumen de depósitos y flujos asociados a erupciones explosivas (Vex) recopilados en la ZVC y ZVS. Se incluye el volumen total de los centros volcánicos de actividad reciente (Ved) ubicados en cada área y el largo del segmento que los engloba (L). R corresponde a la razón porcentual entre el volumen de los edificios recientes y el volumen de los depósitos documentados. Referencias en Tabla 4.

Area volcánica	Unidad	Vex	Ref	Volcanismo activo	Ved	L (km)	R (%)
19.5 a 22.5 °S	Igimbrita	2000 (1 Ma)	76, 77	Irruputuncu, Olca Paruna, Aucanquilcha, Ollahue, San Pedro, Paniri, Cerro del Leon, Linzor, Cerro Volcán, Tocopuri	247	200	810
Caldera Diamante	Toba Diamante	450	63, 31	Maipo	59	15	763
Caldera Calabozos	Toba loma Seca, unidad S	175-250		Descabezado Chico, Cerro del Medio	40	30	1350
	Toba loma Seca, unidad V	250-300					
	Toba loma Seca, unidad L	n.d.	3				
Quizapu/ Cerro Azul	Tefra, 1932	9.5	14	Quizapu, Cerro Azul	114	10	22
		25	75				
38 a 40 °S	Igimbrita Curacautin	24	74	Llaima	73	10	33
	Igimbrita Licán	10	74	Villarrica	56	10	23
	Igimbrita Pucón	3	74	Villarrica			
	Pomez explosión Alpehue	7.9	15	Sollipulli	74	10	11
ZVSS	Cenizas	10	27	Chaiten, Michinmahuida, Corcovado, Yanteles, Melimoyu, Maca	266	80	4
ZVSS	Cenizas	35	78, 79	Hudson	150	15	23

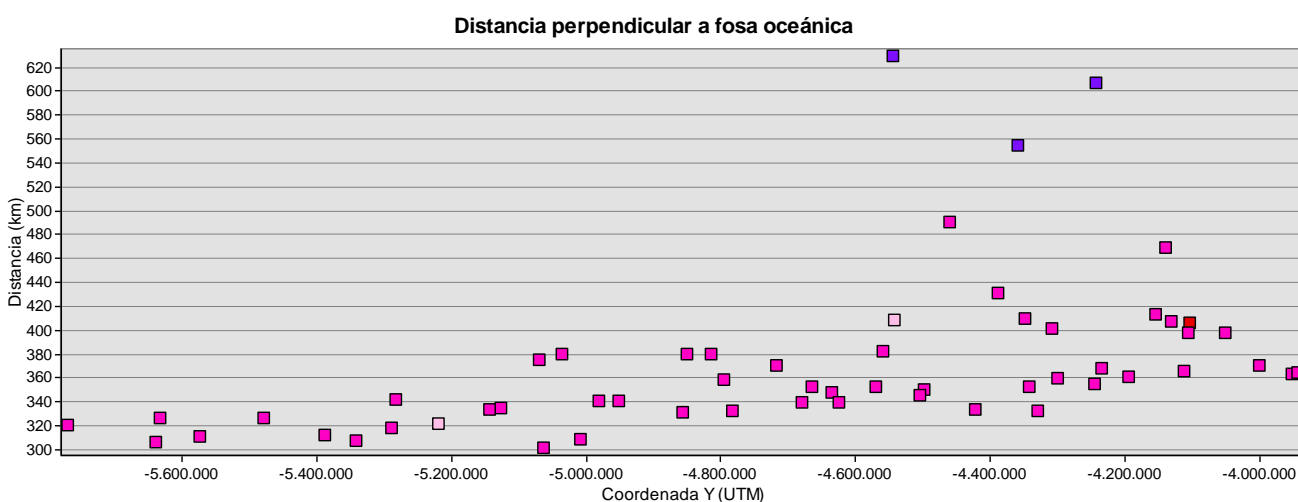


Figura anexos 1. Variación latitudinal de distancia a fosa oceánica. Color de simbología es el mismo que en Figura 4.

Anexo II: Algoritmo de analizador de propiedades térmicas.

El algoritmo de medición de este sensor consiste en aplicar calor a una de las agujas durante un tiempo establecido (t_c), mientras que la otra aguja realiza mediciones de temperatura durante el periodo de calentamiento y posterior enfriamiento. Las lecturas son procesadas extrayendo la temperatura ambiente en el tiempo cero, multiplicando por 4π y dividiendo por el flujo calórico por unidad lineal (q). Los resultados obtenidos son ajustados mediante mínimos cuadrados no lineales a las ecuaciones (Ecuación 12)(Ecuación 13. Cada medición con el sensor dual es calibrada mediante una muestra de ensayo de propiedades conocidas.

$$T^* = b_0 t + b_1 \left[E_i \left(\frac{b_2}{t} \right) - E_i \left(\frac{b_2}{t-t_c} \right) \right] ; \quad t \leq t_c \quad (\text{Ecuación 12})$$

$$T^* = b_0 t + b_1 E_i \left(\frac{b_2}{t} \right) ; \quad t \leq t_c \quad (\text{Ecuación 13})$$

Donde;

$$T^* = \frac{4 \pi (T - T_0)}{q}$$

E_i es la exponencial integral ([Abramowitz & Stegun, 1972](#)), y b_0 , b_1 y b_2 son las constantes ajustadas. T_0 es la temperatura al comienzo de la medición y q es flujo calórico. La primera ecuación se usa los primeros t_c segundos, mientras se aplica calor. La segunda ecuación se aplica cuando el flujo de calor se detiene. La conductividad y difusividad termal es luego computada según las ecuaciones (Ecuación 14)(Ecuación 15 respectivamente.

$$k = \frac{1}{b_1} \quad (\text{Ecuación 14})$$

$$\alpha = \frac{r^2}{4b_2} \quad (\text{Ecuación 15})$$

Anexo III: Tablas de parámetros térmicos, densidad de roca y PCR.

Tabla anexos 3. Propiedades térmicas y densidad de rocas que componen el basamento y relleno de la cuenca de Cura-Mallín a los 38 °S

ID_Ter	E	N	Descripción muestra	Grupo litológico	k [W/m*K]	α [mm ² /s]	Cv [J/m ³ *K]	ρ [kg/m ³]
1	251063	5685658	Lava afanítica silicificada.	Vp-h	2.08	4.094	507	2778
2	303929	5763601	Andesita basáltica amigdaloidal (relleno de ceolita y asociación chl-smt).	Vp-h	1.33	2.235	594	2742
3	296424	5774930	Andesita afanítica isótropa (crater Navidad)	Vp-h	0.97	0.543	1790	2429
4	330761	5720893	Lava afanítica isótropa. Intensamente algilizada y reemplazos de chl/sme.	Vp-h	1.13	0.584	1928	2340
5	299427	5790961	Lava intensamente alterada. Levemente vesicular (isótropa)	Vp-h	0.61	0.278	2198	2700
6	308710	5803393	Lava vesicular intensamente alterada. Amigdalas de Chl y Celadonita.	Vp-h	1.19	0.537	2207	2467
7	332712	5719837	Lava andesítica con vesículas orientadas.	Vp-h	0.72	0.320	2254	2613
8	299156	5768055	Brecha volcánica amigdaloidal. Intensamente alterada	Vp-h	0.67	0.281	2371	2333
9	305638	5799504	Andesita basáltica afanítica. Levemente alterada.	Vp-h	1.89	0.771	2447	2660
10	297374	5772727	Lava afanítica de textura piroclástica. Intensamente argilizada.	Vp-h	1.06	0.427	2491	2154
11	303929	5763601	Andesita vesicular isótropa. Amigdalas de Calcita	Vp-h	1.19	0.456	2598	2458
12	300382	5760903	Lava afanítica isótropa.	Vp-h	1.04	0.358	2911	2655
13	296568	5756639	Andesita porfírica intensamente alterada. Mica blanca en Pátinas.	Vp-h	1.29	0.376	3437	2533
14	296281	5774974	Lava afanítica extremadamente fina.	Vp-h	1.02	0.297	3438	2059
15	296568	5756639	Andesita porfírica con vesículas orientadas. Mica blanca en Pátinas.	Vp-h	2.19	0.567	3863	2570
16	295957	5774963	Diorita fanerítica isótropa. Qz intergranular (20%), Pg (15%), Hb(65%).	Me	2.23	0.777	2668	2755

ID	E	N	Descripción muestra	Grupo litológico	k [W/m*K]	α [mm ² /s]	Cv [J/m ³ *K]	ρ [kg/m ³]
17	250493	5690423	Granito de Hb	Me	1.92	0.595	3230	2782
18	305758	5740872	Andesita porfírica isótropa	CM	1.50	2.341	640	2688
19	322343	5719754	Toba vitrea de ceniza.	CM	0.43	0.264	1636	1459
20	297672	5765159	Lava afanítica con vesículas ligeramente planares. Isótropa y homogénea.	CM	1.75	0.894	1954	2700
21	301540	5750988	Dacita porfírica amigdaloidal (Qz). Anf oxidadas.	CM	1.63	0.779	2094	2684
22	324622	5720313	Andesita basáltica amigdaloidal. Intensamente alterado a feti-ox con pseudomorfos de Ol.	CM	1.02	0.482	2120	2553
23	304922	5739012	Lutita con vetillas de Qz	CM	1.06	0.484	2201	2281
24	287738	5730363	Lava porfírica de Anf y Pg. Qz en fracturas	CM	1.09	0.494	2206	2500
25	287558	5753148	Conglomerado polimictico de madurez media	CM	1.18	0.535	2206	2235
26	287693	5730348	Lava porfírica isótropa de Hb (15%)	CM	0.99	0.406	2436	2667
27	290499	5748855	Lava fanerítica isótropa, intensamente alterada. Presencia de cemento ceolítico.	CM	1.08	0.436	2477	2368
28	321826	5720363	Lava porfírica isótropa.	CM	1.13	0.430	2623	2648
29	280572	5733870	Lava andesítica isótropa de Pg.	CM	1.22	0.463	2668	3000
30	288956	5751101	Toba Lítica de lapilli. Textura piroclastica	CM	1.11	0.359	3130	2100
31	298720	5825080	Andesita afanítica vesicular, isótropa. Intensamente silicificada.	CM	1.18	0.281	4185	2474
32	292721	5717108	Granodiorita-tonalita de biotita con enclaves máficos.	Jnb	1.70	2.510	679	2717
33	297321	5700907	Lava silicificada con masa fundamental alt a chl-epi	Jnb	1.87	2.214	842	2715

Tabla anexos 4. Medición de conteo por minuto (cpm), concentración de elementos radiogénicos y razones U/Th, U/K y Th/K en afloramientos de la zona de estudio.

ID_rad	Afloramiento	Unidad	N	E	K [cpm]	K[%]	U [cpm]	U [ppm]	Th [cpm]	Th [ppm]	ρ	RHP ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)	U/Th	U/K	Th/K
1	Lava porfírica c/fenocx de Pg y Qz.	Vp-h	5739079	257206	73.7	1.1	9.7	0.9	7.3	3.4	2.5	0.53	0.3	0.8	3.1
2		Vp-h	5739079	257206		1.2		1.0		2.5	2.5	0.50	0.4	0.8	2.1
3	Rxx volcánica intensamente alterada, ubicada en zona de falla.	Vp-h	5755471	297223	61.8	0.9	11.2	1.1	7.3	3.4	2.5	0.56	0.3	1.2	3.8
4		Vp-h	5755471	297223	98.4	1.5	13.3	1.7	6.0	2.8	2.5	0.72	0.6	1.1	1.9
5		Vp-h	5755471	297223	136.4	2.2	11.4	1.0	8.5	4.1	2.5	0.69	0.2	0.5	1.9
6	Lava porfírica c/fenocx de Pg. Alteración pervasiva de masa fundamental y albitización de Pg. Campamento base del Area termal de Pelewe	Vp-h	5776391	316402	79.0	1.0	16.8	1.6	11.2	5.2	2.5	0.80	0.3	1.6	5.2
7		Vp-h	5776391	316402	97.2	1.4	14.5	0.6	15.6	7.4	2.5	0.74	0.1	0.4	5.3
8		Vp-h	5776391	316402	85.2	1.2	15.8	1.5	11.0	5.2	2.5	0.80	0.3	1.3	4.3
9		Vp-h	5776391	316402	102.0	1.4	18.3	1.4	14.8	6.9	2.5	0.90	0.2	1.0	4.9
10	Lava andesítica intensamente alterada. Fracturamiento intenso.	Vp-h	5764370	305333	148.6	1.9	34.6	3.7	20.6	9.6	2.5	1.66	0.4	1.9	5.1
11		Vp-h	5764370	305333	156.1	2.1	33.8	3.1	24.0	11.2	2.5	1.64	0.3	1.5	5.3
12		Vp-h	5764370	305333		2.3		2.6		10.3	2.5	1.48	0.3	1.1	4.5
13	Lavas basálticas porfíricas e intensamente brechizadas. Cercanía a termas de Cuponi Mahuida	Vp-h	5816645	258586	127.3	1.7	26.9	1.7	24.2	11.3	2.5	1.28	0.2	1.0	6.6
14		Vp-h	5816645	258586	112.4	1.5	21.8	1.5	19.0	8.9	2.5	1.06	0.2	1.0	5.9
15		Vp-h	5816645	258586	124.8	1.6	31.2	2.2	26.5	12.4	2.5	1.46	0.2	1.4	7.8
16	Lavas Callaqui	Vp-h	5793640	296284	192.0	2.5	44.3	4.1	30.7	14.3	2.5	2.11	0.3	1.6	5.7
17		Vp-h	5793640	296284	122.5	1.6	28.7	2.8	18.8	8.7	2.5	1.36	0.3	1.8	5.4
18	Lavas Callaqui 1	Vp-h	5793640	296284		2.2		2.3		13.0	2.5	1.57	0.2	1.0	5.9
19		Vp-h	5791199	281482	146.7	2.1	25.8	2.7	15.6	7.3	2.5	1.29	0.4	1.3	3.5
20	Lavas Callaqui 2	Vp-h	5791199	281482		2.0		1.9		7.8	2.5	1.13	0.2	1.0	3.9
21	Dique Porfírico de Pg. Alto grado de silicificación.	Me	5754360	289141	59.9	0.9	8.5	0.1	11.2	5.3	2.8	0.49	0.0	0.1	5.9
22		Me	5754360	289141		1.1		0.4		4.1	2.8	0.50	0.1	0.4	3.7
23	Intrusivo fanerítico c/Pg, Anf y Qz (1 cm). Intensamente silicificado.	Me	5783385	287761	144.2	2.0	27.7	2.7	18.3	8.6	2.8	1.51	0.3	1.4	4.3
24		Me	5783385	287761	135.0	1.9	24.8	2.1	19.0	8.9	2.8	1.37	0.2	1.1	4.7

ID_rad	Afloramiento	Unidad	N	E	K [cpm]	K[%]	U [cpm]	U [ppm]	Th [cpm]	Th [ppm]	ρ	RHP (μW/m3)	U/Th	U/K	Th/K
25	Granodiorita de Anf y Bt. Alteración selectiva en bordes de grano.	Me	5806677	271310	115.1	1.6	20.4	1.5	17.3	8.1	2.8	1.12	0.2	0.9	5.1
26		Me	5806677	271310		1.6		1.9		7.9	2.8	1.22	0.2	1.2	4.9
27		Me	5806102	270646	131.0	1.8	23.3	2.2	16.0	7.5	2.8	1.29	0.3	1.2	4.2
28	Granodiorita de Anf y Bt. Alteración media.	Me	5806102	270646	142.7	2.0	23.7	2.4	15.4	7.2	2.8	1.34	0.3	1.2	3.6
29		Me	5806102	270646	142.3	2.1	21.6	2.1	15.0	7.0	2.8	1.25	0.3	1.0	3.3
30		Me	5802894	268600	106.9	1.7	9.7	0.9	7.0	3.4	2.8	0.64	0.3	0.5	2.0
31	Granodiorita de Anf y Bt. Alteración intensa.	Me	5802894	268600	113.4	1.8	8.7	0.7	7.0	3.4	2.8	0.60	0.2	0.4	1.9
32		Me	5802894	268600	118.0	1.8	12.9	1.1	10.0	4.7	2.8	0.80	0.2	0.6	2.6
33		Me	5802894	268600	109.7	1.7	10.6	0.6	10.6	5.0	2.8	0.68	0.1	0.4	2.9
34	Intrusivo hipabisal intensamente silicificado.	Me	5803299	268099	164.7	2.4	25.0	1.6	23.1	10.9	2.8	1.43	0.1	0.7	4.5
35		Me	5803299	268099	196.3	2.9	25.4	1.7	22.9	10.9	2.8	1.50	0.2	0.6	3.8
36	Conglomerado polimictico matrizsoportado, mala selección. En contacto con lava brechoza, vesicular y alterada.	CM	5753315	287459	33.2	0.5	6.2	0.1	7.5	3.5	2.5	0.29	0.0	0.2	7.0
37		CM	5753315	287459	37.5	0.5	5.7	0.0	8.9	4.2	2.5	0.31	0.0	0.0	8.4
38		CM	5753315	287459	41.9	0.7	4.1	0.0	7.3	3.5	2.5	0.28	0.0	0.0	5.0
39		CM	5738595	266610	58.8	0.9	7.2	0.2	8.7	4.1	2.5	0.38	0.0	0.2	4.6
40	Escoria intensamente oxidada, muy vesicular	CM	5738595	266610	61.1	0.9	7.0	0.4	6.6	3.1	2.5	0.37	0.1	0.4	3.4
41		CM	5738595	266610	53.6	0.8	7.6	0.3	8.1	3.8	2.5	0.38	0.1	0.4	4.8
42		CM	5738953	267882	66.8	1.0	9.9	0.9	7.3	3.4	2.5	0.51	0.3	0.9	3.4
43		CM	5738953	267882	66.6	1.0	8.2	0.5	8.1	3.8	2.5	0.44	0.1	0.5	3.8
44	Lava Intensamente silicificada. Brillo vitreo y fracturamiento semiconcoidal.	CM	5738953	267882	71.4	1.0	13.0	1.5	7.3	3.4	2.5	0.65	0.4	1.5	3.4
45		CM	5738953	267882		1.2		0.2		4.7	2.5	0.44	0.0	0.2	3.9
46		CM	5738742	269300	58.8	1.0	3.7	0.1	4.5	2.2	2.5	0.25	0.0	0.1	2.2
47	Lava porfírica c/fenocx de Pg. Pirita en pátinas, se observa poca alteración	CM	5738742	269300	129.1	2.2	4.1	0.1	5.2	2.6	2.5	0.37	0.0	0.0	1.2
48		CM	5738742	269300		2.0		0.0		3.1	2.5	0.37	0.0	0.0	1.6
49		CM	5735088	280197	43.2	0.6	7.6	1.0	3.3	1.5	2.5	0.38	0.7	1.7	2.5
50		CM	5735088	280197	42.6	0.7	3.9	0.1	5.0	2.4	2.5	0.23	0.0	0.1	3.4

ID_rad	Afloramiento	Unidad	N	E	K [cpm]	K[%]	U [cpm]	U [ppm]	Th [cpm]	Th [ppm]	ρ	RHP (μ W/m ³)	U/Th	U/K	Th/K
51		CM	5730353	287699	119.9	1.8	16.2	1.7	10.4	4.9	2.5	0.86	0.3	0.9	2.7
52		CM	5730353	287699	41.7	0.7	3.2	0.1	3.7	1.8	2.5	0.20	0.1	0.1	2.6
53	Zona de falla con vetilleo intenso cortando secuencias de lavas y autobrechas.	CM	5730353	287699	110.5	1.7	14.5	1.2	11.2	5.3	2.5	0.76	0.2	0.7	3.1
54		CM	5730353	287699	59.5	0.8	12.8	1.1	9.8	4.6	2.5	0.61	0.2	1.4	5.8
55		CM	5730353	287699		0.8		0.2		3.1	2.5	0.31	0.1	0.3	3.9
56	Andesita porfírica	CM	5788898	296098	65.9	1.0	7.6	0.5	6.8	3.2	2.5	0.40	0.2	0.5	3.2
57		CM	5788898	296098	63.0	1.0	6.2	0.3	6.6	3.2	2.5	0.36	0.1	0.3	3.2
58	Lava intensamente alterada	Jnb	5739033	293830	99.7	1.4	17.4	1.2	15.2	7.1	2.7	0.93	0.2	0.9	5.1
59		Jnb	5739033	293830	80.0	1.1	15.6	0.9	14.6	6.9	2.7	0.81	0.1	0.8	6.3

Bibliografía

- Agusto, M. et al., 2012. Correlación entre anomalías térmicas , geoquímicas y procesos deflacionarios en el volcán Copahue . , pp.435–437.
- Agusto, M. et al., 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257, pp.44–56. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S037702731300070X> [Accessed May 29, 2014].
- Amigo, A., Fierstein, J. & Sruoga, P., 2012. Avances en el estudio tefrocronológico post-glacial del complejo volcánico Laguna del Maule. In *XIII Congreso Geológico Chileno*. Antofagasta.
- Amigo, Á., Lara, L.E. & Smith, V.C., 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes , Chile. , 40(2), pp.227–248.
- Angermann, D., Klotz, J. & Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), pp.329–334.
- Annen, C. et al., 2008. Conditions for the growth of a long-lived shallow crustal magma chamber below Mount Pelee volcano (Martinique, Lesser Antilles Arc). *Journal of Geophysical Research*, 113(B7), p.B07209. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JB005049> [Accessed June 6, 2014].
- Annen, C., 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), pp.409–416. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X09002829> [Accessed June 6, 2014].
- Aravena, D. et al., 2016. Assessment of high enthalpy geothermal resources and promising areas of Chile. *Geothermics*, 59, pp.1–13.
- Aravena, D. & Lahsen, A., 2013. A geothermal favorability map of Chile , Preliminary results . In *GRC Transactions*, Vol. 35.
- Arcos, R., Charrier, R. & Munizaga, F., 1988. Volcanitas cuaternarias en la hoya superior del río Tinguiririca (34°40pS/70°21pW): características geológicas, antecedentes geoquímicos y geocronológicos. In *Actas 5th Congreso Geológico Chileno*, Santiago. pp.

1245–1260.

ASTM, S., 2012. *Standart Test Method for density, Relative Density (specific gravity), and Absorption of Coarse Aggregate*,

Baker, M.C.W. & Francis, P.W., 1978. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes—ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(2), pp.175–187.

Beardmore, G.R. & Cull, J.P., 2001. *Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling*, Cambridge University Press.

Benavente, O., 2015. *Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos e hidrotermales activos de los andes de chile central (32.5- 36°S)*. Universidad de Chile.

Bertani, R., 2015. Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report. In *Proceedings World Geothermal Congress*.

Bertín, D., 2010. El complejo volcánico Lonquimay y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Estudio estructural, morfométrico y gravimétrico. *Memoria de Título, Universidad de Chile*.

Bourgeois, J. et al., 2016. A Review on Forearc Ophiolite Obduction, Adakite-Like Generation, and Slab Window Development at the Chile Triple Junction Area: Uniformitarian Framework for Spreading-Ridge Subduction. *Pure and Applied Geophysics*, pp.1–30.

Bouvet de Maisonneuve, C. et al., 2012. Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211-212, pp.76–91. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0377027311002538> [Accessed June 6, 2014].

Brasse, H. et al., 2009. Structural electrical anisotropy in the crust at the South-Central Chilean continental margin as inferred from geomagnetic transfer functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, (173), pp.7–16.

Brasse, H. & Soyer, W., 2001a. • I. , 28(19), pp.3757–3760.

Brasse, H. & Soyer, W., 2001b. A magnetotelluric study in the Southern Chilean Andes. *Geophysical Research Letters*, 28(19), pp.3757–3760.

Bravo, J.M. et al., 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38 y 39 S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1–4), pp.270–286.

Cáceres, F., Castruccio, A. & Parada, M., 2015. Revealing the eruptive dynamics of post-

- glacial effusive volcanism in the western part of Laguna del Maule Volcanic Field: Insights into a complex magmatic system. In *2015 AGU Fall Meeting*. San Francisco: Agu.
- Cáceres, F., Castruccio, A. & Parada, M.A., 2015. Dinámica eruptiva del volcanismo efusivo post-glacial del Campo Volcánico Laguna del Maule. In *XIV Congreso Geológico Chileno*. La Serena.
- Caffrey, K.J.W.M.C. & Petford, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant ? , 154, pp.1–4.
- Caricchi, L., Simpson, G. & Schaltegger, U., 2014. Zircons reveal magma fluxes in the Earth's crust. *Nature*, 511(7510), pp.457–461.
- Cembrano, J. et al., 2007. Neotectonics. In T. G. S. of London, ed. *The Geology of Chile*. London: The Geological Society Publishing House, pp. 232–261.
- Cembrano, J. & Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1-2), pp.96–113. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195109001310> [Accessed September 22, 2014].
- Charlier, B.L.A. et al., 2005. Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U–Th and U–Pb systematics in zircons. *Journal of Petrology*, 46(1), pp.3–32.
- Clavero, J. et al., 2011. Geological, Geochemical, Geophysical and First Drilling Data from Tinguiririca Geothermal Area, Central Chile. In *GRC Transactions, Vol. 35*.
- Cobbold, P. & Rossello, E., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5), pp.429–443. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264817203000771> [Accessed May 29, 2014].
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A. & Marques, F.O., 2008. Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes ? Is it in the Loncopué Basin of Argentina ? Loncopué Basin. , pp.148–151.
- Corbella, H., Lara, L.E. & Rabassa, J., 2008. Late cenozoic quaternary volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego. In *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. Elsevier Amsterdam, pp. 95–119.

- Crisp, J.A., 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3), pp.177–211.
- Cusicanqui, H., 1979. *Estudio geoquímico del área termal de Suriri - provincia de Arica - I Región*,
- D’Orazio, M. et al., 2003. The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~ 45 S, Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), pp.219–242.
- Degruyter, W. et al., 2016. Magma reservoir response to transient recharge events: The case of Santorini volcano (Greece). *Geology*, 44(1), pp.23–26.
- Delpino, D. & Deza, M., 1995. Mapa geológico y de recursos minerales de la Provincia del Neuquén. *Dirección Nacional del Servicio Geológico*.
- Dixon, H.J. et al., 1999. The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista geológica de Chile*, 26(2), pp.227–253.
- Drake, R.E., 1976. The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes, Latitudes 35°30` to 36°00`S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(1), pp.265–284.
- Dungan, M.A. et al., 2001. Eruptive Stratigraphy of the Tatara – San Pedro Complex , 36 ° S , Southern Volcanic Zone , Chilean Andes : Reconstruction Method and Implications for Magma Evolution at Long-lived Arc Volcanic Centers. *JOURNAL OF PETROLOGY*, 42(3), pp.555–626.
- Eddy, M.P. et al., 2016. Rapid assembly and crystallization of a fossil large-volume silicic magma chamber. *Geology*, 44(4), pp.331–334.
- Emparán, C., Suárez, M. & Muñoz, J., 1997. *Hoja Curacautín: Regiones de la Araucanía y del Biobío.*, Santiago.
- Farías, M. et al., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3), p.n/a–n/a. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2009TC002480> [Accessed June 6, 2014].
- Fazio, A.M. et al., 2008. Evaluación de posibles fases minerales en equilibrio en el sistema

- volcánico Copahue (Neuquén) y su vinculación con parámetros químicos. In *XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy. Actas*. pp. 1343–1344.
- Feigl, K. et al., 2011. Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic Zone (Chile) measured by satellite radar interferometry. In *AGU Fall Meeting Abstracts*. p. 2668.
- Folguera, A., Ramos, V. a., et al., 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'–37°s). *Journal of Geodynamics*, 44(3-5), pp.129–148. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264370707000245> [Accessed May 29, 2014].
- Folguera, A., Introcaso, A., et al., 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°–39°30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics*, 439(1-4), pp.129–147. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195107001291> [Accessed May 29, 2014].
- Folguera, A. et al., 2004a. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antañir-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23(5), p.n/a–n/a. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2003TC001533> [Accessed May 29, 2014].
- Folguera, A. et al., 2004b. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antañir-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23(5), p.n/a–n/a. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2003TC001533> [Accessed October 23, 2014].
- Folguera, A. & Ramos, V.A., 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37-46 S). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(1-2), pp.81–93.
- Fournier, R.O., 2007. Hydrothermal systems and volcano geochemistry. In *Volcano deformation*. Springer, pp. 323–341.
- Fournier, R.O., 1991. The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock. *Geophysical Research Letters*, 18(5), pp.955–958.
- Fox Hodgson, S., 2013. Focus on Chile. *Geothermal Resources Council*, vol. 42, 16(2), pp.24–

37. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/25069292>.

Francis, P.W. & Baker, M.C.W., 1978. Sources of two large ignimbrites in the central Andes: some Landsat evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(1-2), pp.81–87.

Frazer, R.E., Coleman, D.S. & Mills, R.D., 2014. Zircon U-Pb geochronology of the Mount Givens Granodiorite: Implications for the genesis of large volumes of eruptible magma. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), pp.2907–2924.

Galland, O. et al., 2007. Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6).

Gelman, S.E., Gutierrez, F.J. & Bachmann, O., 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, 41(7), pp.759–762. Available at: <http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/G34241.1> [Accessed June 6, 2014].

Germa, A. et al., 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 29(3), pp.717–730.

Glazner, A.F. et al., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA today*, 14(4/5), pp.4–12.

Gonzales-Ferran, O., 1995. *Volcanes de Chile* IGM, ed., Santiago.

Grosse, P. et al., 2009. Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology*, 37(7), pp.651–654. Available at: <http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/G25734A.1> [Accessed June 6, 2014].

Gudnason, J. et al., 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, pp.191–201.

Gutiérrez, F. et al., 2005. The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): an example of volcanism associated with ridge–trench collision environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(3), pp.207–233.

Gutiérrez, F.J. et al., 2012. Contribution of ground surface altitude difference to thermal anomaly detection using satellite images: Application to volcanic/geothermal complexes

- in the Andes of Central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 237-238, pp.69–80. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0377027312001540> [Accessed June 3, 2014].
- Haberland, C. et al., 2009. Structure of the seismogenic zone of the southcentral Chilean margin revealed by local earthquake travelttime tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114(B1), p.B01317. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JB005802> [Accessed June 6, 2014].
- Haberle, S.G. & Lumley, S.H., 1998. A postglacial eruption history of Hudson volcano, southwestern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84, pp.239–256.
- Hamza, V.M. et al., 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(4), pp.223–256. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031920105001342> [Accessed June 6, 2014].
- Hamza, V.M. & Muñoz, M., 1996. HEAT FLOW MAP OF SOUTH AMERICA. *Geothermics*, 25(6), pp.599–621.
- Hauser, A., 1997. *Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- He, L. et al., 2009. Radiogenic heat production in the lithosphere of Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3), pp.525–538.
- Hernandez, M. et al., 2016. Searching magmatic structures below Laguna del Maule volcanic complex, using magnetotellurics. In *2GSEV Second Colloquium of Geophysical Signatures of Earthquakes and Volcanoes*. Santiago.
- Hervé, M., 1976. Estudio Geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In *Congreso Geológico Chileno*.
- Hickey-Vargas, R. et al., 2016. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*.
- Hickey-Vargas, R. et al., 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*, 103(3), pp.361–386.
- Hildreth, W. et al., 2010. Laguna del Maule Volcanic field: eruptive history of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean range crest in central Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería–Chile, Boletín*, 63, p.142.
- Hildreth, W. et al., 2009. *Laguna del Maule Volcanic field: Eruptive history of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean range crest in central Chile*, Santiago, Chile.
- Hildreth, W. & Drake, R.E., 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54(2), pp.93–125.
- Hildreth, W. & Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), pp.455–489.
- Hildreth, W.E.S., Grunder, A.L. & Drake, R.E., 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 95(1), pp.45–54.
- Hofmann, R. et al., 1997. Determination of thermal diffusivity in diathermic materials by the laser-flash technique. *High Temperatures. High Pressures*, 29(6), pp.703–710.
- Holbik, S.P., 2014. Arc Crust-Magma Interaction in the Andean Southern Volcanic Zone from Thermobarometry, Mineral Composition, Radiogenic Isotope and Rare Earth Element Systematics of the Azufre-Planchon-Peteroa Volcanic Complex, Chile.
- JICA, 1979. *Informe sobre el proyecto de desarrollo de energía geotérmica en el area de Puchuldiza*, Santiago.
- Jordan, E. & Matthew, W., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate ' A mid-Cenozoic trigger for the Andes Mpodozis s Ilson On Curg •_. , 20(3), pp.308–324.
- Kay, S.M., Sei, A. & Hall, S., 2005. Tertiary to Recent evolution of Andean arc and backarc magmas between 36 Os and 38 Os and evidence for Miocene shallowing of the Nazca plate under the Neuquén basin. , pp.420–423.
- Kratzmann, D.J. et al., 2009. Role of cryptic amphibole crystallization in magma differentiation

- at Hudson volcano, Southern Volcanic Zone, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2), pp.237–264. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00410-009-0426-1> [Accessed June 6, 2014].
- Lahsen, A., 1988. Chilean Geothermal Resources and their possible utilization. *Geothermics*, 17(2/3), pp.401–410.
- Lahsen, A., 1978. *Evaluación de los resultados de la exploración del campo geotérmico de Puchuldiza I Región Tarapacá*, Santiago.
- Lahsen, A. et al., 1985. *Geología y riesgo volcánico del volcán Calbuco* ENDESA con., Santiago: Universidad de Chile.
- Lahsen, A. et al., 2015. Geothermal Exploration in Chile: Country Update. In *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia.
- Lahsen, A., 1976. Geothermal exploration in Northern Chile. In *Circum-Pacific Energy and Mineral Resources. The American Association of petroleum Geologists*. pp. 169–175.
- Lahsen, A., 1986. *Origen y potencial de energía geotérmica en los Andes de Chile* Spanish. and M. P. J.Frutos, R. Oyarzún & Cheira, eds., Concepción: Geología y Recursos Minerales de Chile, Univ. de Concepción, .
- Lahsen, A., Muñoz, N. & Parada, M.A., 2010. Geothermal Development in Chile. In *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia., pp. 25–29.
- Lange, D. et al., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, 1-4(455), pp.14–24.
- Lara, L. et al., 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo Plioceno superior-Pleistoceno de los Andes del sur (39-42 S). *Revista geológica de Chile*, 28(1), pp.67–90.
- Lara, L. et al., 2011. *Peligros volcánicos de Chile, Serie Geología ambiental, N° 13*, Santiago.
- Lara, L. & Moreno, H., 2012. Geología del Complejo Volcánico Antillanca, Región de Los Lagos. , Carta Geol, p.126.
- Lara, L.E. et al., 2006. Magmatic evolution of the Puyehue–Cordón Caulle volcanic complex (40 S), Southern Andean Volcanic Zone: from shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(4), pp.343–366.

- Lara, L.E., Naranjo, J.A. & Moreno, H., 2004. Lanín volcano (39.5° S), Southern Andes: geology and morphostructural evolution. *Revista geológica de Chile*, 31(2), pp.241–257.
- Larsson, W., 1937. Vulkanische Asche vom Ausbruch des Chilenischen Vulkans Quizapú (1932) in Argentina gesammelt. *Bulletin Geological Institution of Uppsala*, 26, pp.27–52.
- Letelier, M., 1981. *Geoquímica de las manifestaciones termales de puchuldiza y sus alrededores*,
- Leuthold, J. et al., 2012. Time resolved construction of a bimodal laccolith (Torres del Paine, Patagonia). *Earth and Planetary Science Letters*, 325, pp.85–92.
- Linares, E., Ostera, H.A. & Mas, L., 1999. Cronología potasio-argon del complejo efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3), pp.240–247.
- Lohmar, S. et al., 2006. Origin of postglacial mafic ignimbrites at Llaima and Villarrica volcanoes (Southern Andes, Chile): Assimilation of plutonic rocks as one of the triggering factors. In *Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI)*.
- López-Escobar, L., Cembrano, J. & Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46 S). *Andean Geology*, 22(2), pp.219–234.
- López-Escobar, L., Tagiri, M. & Vergara, M., 1991. Geochemical features of southern Andes Quaternary volcanics between 41° 50' and 43° 00' S. *Geological Society of America Special Papers*, 265, pp.45–56.
- Luhr, J.F., 1992. Slab-derived fluids and partial melting in subduction zones: insights from two contrasting Mexican volcanoes (Colima and Ceboruco). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54(1), pp.1–18.
- Mahlburg, S., Jones, H. & Kay, R., 2013. Origin of Tertiary to Recent EM- and subduction-like chemical and isotopic signatures in Auca Mahuida region (37–38S) and other Patagonian plateau lavas. *Contrib Mineral Petrol*, (165), pp.165–192.
- Mareschal, J.-C. & Jaupart, C., 2013. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. *Tectonophysics*, 609, pp.524–534. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S004019511200769X> [Accessed May 27, 2014].

- Marin, R. et al., 2015. Fases eruptivas del Complejo Volcánico Domuyo, provincia de Neuquén, Argentina. In *XIV Congreso Geológico Chileno*. La Serena.
- Mas, L. et al., 2000. Heat flow of copahue geothermal field , its relation with tectonic context., pp.1419–1424.
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A. & Miller, R.B., 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12), pp.1412–1430.
- Mella, M. et al., 2005. Petrogénesis del Grupo Volcánico Pleistoceno Tronador, Zona Volcánica Sur de los Andes. *Revista geológica de Chile*, 32(1), pp.131–154.
- Mella, M., 2008. *Petrogenesis do complexo vulcanico Yate (42.3°S), Andes do Sul, Chile*. Universidades de Sao Paulo.
- Melnick, D. & Echtler, H.P., 2006. Morphotectonic and Geologic Digital Map Compilations of the South-Central Andes (36 ° – 42 ° S). , pp.1–4.
- Melosh, G. et al., 2012. NATURAL RESERVOIR EVOLUTION IN THE TOLHUACA GEOTHERMAL FIELD , Central Conductor.
- Le Mével, H. et al., 2015. Evolution of unrest at Laguna del Maule volcanic field (Chile) from InSAR and GPS measurements, 2003 to 2014. *Geophysical Research Letters*, 42(16), pp.6590–6598.
- Miranda, F. et al., 2006. Upper Pliocene to Lower Pleistocene volcanic complexes and Upper Neogene deformation in the south-central Andes (36°30'–38°S). In Geological Society of America, ed. *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)*. pp. 287–289.
- Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, pp.867–882. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>.
- Moreno, H. et al., 1984. *Geología y riesgo volcánico del volcán Callaqui* ENDESA con., santiago: Universidad de Chile.
- Moreno, H. et al., 1985. *Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno* E. contrato OICB-01, ed., Santiago: Universidad de Chile.

- Moreno, H. & Clavero, J., 2006. Geología del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 98(1).
- Moreno, H., Lara, L. & Orozco, G., 2010. Geología del volcán Osorno, Región de Los Lagos. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Mapa escala 1:50.000*, p.126.
- Moreno, H. & Lara, L.E., 2007. Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, X Región de los Lagos. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, (107), p.1.
- Moreno, H., Naranjo, J.A. & Lopez, L., 1979. Geología y petrología de la cadena volcánica Osorno-Puntiagudo, Andes del Sur, Lat. 41°10`S. In I. de investigaciones Geológicas, ed. *II Congreso Geológico Chileno, Actas*.
- Muñoz B., J. & Stern, C.R., 1988. The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), pp.147–161. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0895981188900326>.
- Muñoz, M. et al., 2011. Geothermal System Associated with the Sierra Nevada Volcano , Araucanía Region , Chile. In *GRC Transactions, Vol. 35*. pp. 935–942.
- Muñoz, M. et al., 2011. *Sistema geotermal asociado al volcán sierra nevada: estudio geoquímico de aguas y gases*. Universidad de Chile.
- Muñoz, M. & Hamza, V., 1993. Heat flow and temperature gradients in Chile. *Studia geophysica et geodaetica*, 37(3), pp.315–348.
- Muto, J. et al., 2013. Two-dimensional viscosity structure of the northeastern Japan islands arc-trench system. *Geophysical Research Letters*, 40(17), pp.4604–4608. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50906> [Accessed August 29, 2015].
- Nabelek, P.I., Hofmeister, A.M. & Whittington, A.G., 2012. The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, pp.157–164. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X11006649> [Accessed June 6, 2014].
- Nabelek, P.I. & Liu, M., 1999. Leucogranites in the Black Hills of South Dakota: The consequence of shear heating during continental collision. *Geology*, 27(6), pp.523–526.

- Naranjo, A.J. & Stern, R.C., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, 59(4), pp.291–306. Available at: <http://dx.doi.org/10.1007/s004450050193>.
- Naranjo, J. & Moreno, H., 1991. *Vuelo volcanes activos del sur de Chile*, Santiago, Chile.
- Naranjo, J.A. et al., 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcan Sollipulli, Andes del Sur (39° S). *Andean Geology*, 20(2), pp.167–191.
- Naranjo, J.A. & Moreno, H., 2005. Geología del Volcán Llaima, Región de La Araucanía, Escala: 1: 50.000.
- 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*, 31(2), pp.224–240.
- Nelson, S.T. et al., 1999. Tertiary tectonic history of the southern Andes: The subvolcanic sequence to the Tatara–San Pedro volcanic complex, lat 36°S. *Geological Society of America Bulletin*, 111(9), pp.1387–1404. Available at: [http://gsabulletin.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1387:TTHOTS>2.3.CO;2](http://gsabulletin.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/0016-7606(1999)111<1387:TTHOTS>2.3.CO;2).
- Nicolet, J.P. & Erdi-Krausz, G., 2003. *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*, Austria: International Atomic Energy Agency.
- Niemeyer, H. & Muñoz, J., 1983. *Hoja Laguna de La Laja: región de Bio Bio: carta geológica de Chile 1: 250.000*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Ochsner, T.E., Horton, R. & Ren, T., 2001. A new perspective on soil thermal properties. *Soil Science Society of America Journal*, 65(6), pp.1641–1647.
- Orihashi, Y. et al., 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages. *Revista geológica de Chile*, 31(2), pp.207–224.
- Orozco, G. et al., 2015. Nuevos antecedentes para la geología del complejo volcánico Maipo-Diamante, Andes del Sur. In *XIV Congreso Geológico Chileno*. La Serena.
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), pp.233–248.

- Pavez, A., 1997. Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39, 5° S. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8: Actas*.
- Pérez, P. et al., 2010. Sampling and detailed structural mapping of veins, fault-veins and faults from Tolhuaca Geothermal System, , , 6, pp.489–491.
- Pérez, Y., 1999. Fuentes de aguas termales de la cordillera andina del centro-sur de Chile (39–42°S). *Boletín N°50, Subdirección Nacional de Geología*, 54.
- Perez-Florez, P. et al., 2015. Tectonics, magmatism and fluid flow in a strike-slip setting: The northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. In *XV Congreso Geológico Chileno*.
- Pesce, A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4), pp.307–327.
- Pesicek, J.D. et al., 2012. Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M8.8 Maule earthquake (30–40 S), Chile. *Geophysical Journal International*, 191(1), pp.317–324.
- Petford, N. et al., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408(6813), pp.669–73. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11130061>.
- Plant, J.A. et al., 1999. Uranium ore deposits; products of the radioactive Earth. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 38(1), pp.255–319.
- Pollack, H.N. & Chapman, D.S., 1977. Mantle heat flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 34(2), pp.174–184.
- Potent, S., 2003. *Kinematik und Dynamik neogener Deformationsprozesse des südzentralchilenischen Subduktionssystems*. Universität Hamburg.
- Procesi, M., 2014. Geothermal Potential Evaluation for Northern Chile and Suggestions for New Energy Plans. *Energies*, 7(8), pp.5444–5459. Available at: <http://www.mdpi.com/1996-1073/7/8/5444/> [Accessed August 28, 2014].
- Quidelleur, X. et al., 2009. Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): Contribution to time averaged field models. *Physics of the Earth*

and Planetary Interiors, 172(3), pp.199–209.

Radic, J.P. et al., 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36 30'-39 00'S). In *Congreso Geológico Argentino*. pp. 233–241.

Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur , 36-39 ° S). , 37(1), pp.220–246.

Ramos, V.A. & Folguera, A., 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and geothermal Research*, 201(1), pp.53–64.

Ramos, V.A. & Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35–39 S latitude). *Geological Society of America Special Papers*, 407, pp.1–17.

Rawson, H. et al., 2015. The frequency and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 299, pp.103–129.

Rawson, H. et al., 2016. The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile. *Geology*, 44(4), pp.251–254.

Risacher, F., Fritz, B. & Hauser, A., 2011. Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1), pp.153–170. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0895981110000349> [Accessed July 17, 2014].

Robertson, E.C., 1988. *Thermal properties of rocks*, US Geological Survey,.

Rodríguez, C. et al., 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longavi volcano (36- 2° S; Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology*, 48(11), pp.2033–2061.

Rojas Vera, E. a. et al., 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics*, 73, pp.34–52. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264370713001336> [Accessed June 6, 2014].

Rosenau, M., Melnick, D. & Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and

- strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25(4), p.n/a–n/a. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005TC001943> [Accessed June 6, 2014].
- Rudnick, R.L., McDonough, W.F. & O'Connell, R.J., 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145(3-4), pp.395–411. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254197001514>.
- Sánchez, P. et al., 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe–Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*, 55(11), pp.1384–1400. Available at: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00206814.2013.775731> [Accessed June 18, 2015].
- Schöpa, A. & Annen, C., 2013. The effects of magma flux variations on the formation and lifetime of large silicic magma chambers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(3), pp.926–942.
- Sellés, D. et al., 2004. Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano (36.2 S): a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Revista geológica de Chile*, 31(2), pp.293–315.
- Sellés, D. et al., 2014. Revista geológica de Chile Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano (36 . 2 ° S): a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. , pp.1–22.
- Sellés, D. & Moreno, H., 2011. Geología del volcán Calbuco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 20(1).
- Sellés, M., 2006. *Stratigraphy , Petrology , and Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano , Cilean Andes (36.2 °S)*. Université de Genève.
- SERNAGEOMIN, 2003. *Mapa Geológico de Chile: Versión digital. N° 4*, Santiago.
- Siebert, L. & Simkin, T., 2002. *Volcanoes of the world: an illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions.*, Smithsonian Institution Global Volcanism Program Digital Information Series.
- Sielfeld, G., 2008. *cordón fisural callaqui: antecedentes tectónicos de la naturaleza y geometría del volcanismo fisural en el volcán callaqui*. Universidad de Concepción.

- Silva, P. & Orozco, G., 2015. Peligros del Complejo Volcánico San José, Cajón del Maipo, Región Metropolitana de Santiago, Chile. In *XIV Congreso Geológico Chileno*. La Serena.
- De Silva, S. et al., 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1), pp.47–63.
- Singer, B.S. et al., 1996. *Does fracture zone subduction increase sediment flux and mantle melting in subduction zones? Trace element evidence from Aleutian arc basalt*, Wiley Online Library.
- Singer, B.S. et al., 2014. Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today*, 24(12), pp.4–10.
- Singer, B.S., Ackert, R.P. & Guillou, H., 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), pp.434–450.
- Singer, B.S., Andersen, N. & Le Mevel, H., 2015. The large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes: Its dynamics and hazards. In *XIV Congreso Geológico Chileno*. La Serena.
- Søager, N. et al., 2015. Olivine Major and Trace Element Compositions in Southern Payenia Basalts, Argentina: Evidence for Pyroxenite–Peridotite Melt Mixing in a Back-arc Setting. *Journal of Petrology*, p.egv043.
- Søager, N., Holm, P.M. & Llambías, E.J., 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology*, 349, pp.36–53.
- Sruoga, P. et al., 2005. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera–Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34° 10' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), pp.399–414.
- Sruoga, P., Llambías, E. & Fauqu, L., 2000. Geocronología y evolución geoquímica del volcán Maipo (34° 10'S). In *IX Congreso Geológico Chileno, Actas II*. pp. 72–76.
- Steiner, G. & Kömle, N.I., 1991. A model of the thermal conductivity of porous water ice at low gas pressures. *Planetary and Space Science*, 39(3), pp.507–513.
- Stelling, P. et al., 2016. Geothermal systems in volcanic arcs: Volcanic characteristics and

- surface manifestations as indicators of geothermal potential and favorability worldwide. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, pp.57–72.
- Stern, C.R. et al., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the rio Maipo and rio Cachapoal (chile) and the rio Yaucha and rio papagayos (argentina). *Andean Geology*, (23).
- Stern, C.R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, 19(1), pp.78–81.
- Suárez, M. & Emparan, C., 1997. *Hoja Curacautin: Regiones de la Araucania y del Biobio*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Tachikawa, T. et al., 2011. Characteristics of ASTER GDEM version 2. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*. IEEE, pp. 3657–3660.
- Tappa, M.J. et al., 2011. The plutonic record of a silicic ignimbrite from the Latir volcanic field, New Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(10).
- Tardani, D. et al., 2016. Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 184, pp.193–211.
- Tarnawski, V.-R. & Leong, W.H., 2000. Thermal conductivity of soils at very low moisture content and moderate temperatures. *Transport in Porous Media*, 41(2), pp.137–147.
- Tassara, A. et al., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 111(B9), p.B09404. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JB003976> [Accessed May 26, 2014].
- Tassara, A. & Echaurren, A., 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, (189), pp.161–168.
- Tassara, A. & Morales, D., 2013. 3D temperature model of south-western South America. In *Annual Meeting of the European Geosciences Union*. Viena: Geophysical Research Abstracts.
- Tebbens, S.F. et al., 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research*, 102(B6), p.12035. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/96JB02581>.

- Thiele, R. et al., 1987. Estudio Geológico Regional a Escala 1: 100.000 de la Hoya superior y curso medio del río Biobío. *ENDESA-Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Informe Inédito.*
- Thiele, R. et al., 1998. Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista geológica de Chile*, 25(2), pp.229–253.
- Tocchi, E., 1923. *Il Tatio, ufficio geológico Larderello SpA,*
- Tormey, D.R., Frey, F.A. & Escobar, F.L., 1989. Geologic history of the Active Azufre-Planchon-Peteroa Volcanic Center (35° 15'S, Southern Andes), with implications for the development of compositional gaps. *Assoc. Geol. Argent. Rev*, 44, pp.420–430.
- Tormey, D.R., Frey, F.A. & Lopez-Escobar, L., 1995. Geochemistry of the Active Azufre—Planchon—Peteroa Volcanic Complex, Chile (35° 15' S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System. *Journal of Petrology*, 36(2), pp.265–298.
- Tunstall, C. & Folguera, Y.A., 2006. Control estructural en el desarrollo de una concentración anómala de calderas en los Andes de Neuquén: Complejo Volcánico Pino Hachado (38°30' S y 71°O). , 60(4), pp.731–741.
- Urzúa, L., 2002. Apacheta, a New Geothermal Prospect in Northern Chile. In *GRC Transactions, Vol. 26.*
- Velez, M.L., 2011. Análisis de la deformación asociada al comportamiento de sistemas volcánicos activos: volcán Copahue.
- Vera, E.A.R., 2011. Evolución Tectónica de los Andes Centrales Australes (36- 39°S): El caso de un orógeno reactivado extensionalmente, la Fosa de Loncopué.
- Vera, E.R. et al., 2009. La neotectónica del arco volcánico a la latitud del volcán copahue (38°s), andes de neuquén. , 65(1), pp.204–214.
- Vergani, G.D. et al., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina.
- Vergara, M. et al., 1985. Nuevos antecedentes para el estudio de la evolución petrológica del grupo volcánico Antuco-Sierra Velluda. In U. del Norte, ed. *IV Congreso Geológico Chileno*. Antofagasta, pp. 583–609.

- Vilà, M., Fernández, M. & Jiménez-Munt, I., 2010a. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490(3-4), pp.152–164. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195110002064> [Accessed June 2, 2014].
- Vilà, M., Fernández, M. & Jiménez-Munt, I., 2010b. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490(3-4), pp.152–164. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195110002064> [Accessed October 14, 2014].
- Völker, D., Kutterolf, S. & Wehrmann, H., 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3-4), pp.114–129. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0377027311000941> [Accessed June 6, 2014].
- Watt, S.F.L., Pyle, D.M. & Mather, T. a., 2013. Evidence of mid- to late-Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology*, 40(2), pp.216–226. Available at: <http://www.andeangeology.cl/index.php/revista1/article/view/897> [Accessed June 18, 2015].
- Watt, S.F.L., Pyle, D.M. & Mather, T.A., 2011. Geology, petrology and geochemistry of the dome complex of Huequi volcano, southern Chile. *Andean Geology*, 38(2), pp.335–348.
- White, S.M., Crisp, J. a. & Spera, F.J., 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(3), p.Q03010. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GC001002> [Accessed May 28, 2014].
- Whittington, A.G., Hofmeister, A.M. & Nabelek, P.I., 2009. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature*, 458(7236), pp.319–21. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19295606> [Accessed May 27, 2014].
- Wotzlaw, J.-F. et al., 2013. Tracking the evolution of large-volume silicic magma reservoirs from assembly to supereruption. *Geology*, 41(8), pp.867–870.