



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

ESTRUCTURAS MAGMÁTICAS BAJO EL VOLCÁN OSORNO, IDENTIFICADAS
MEDIANTE MAGNETOTELÚRICA.

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

FELIPE ANDRES ZUÑIGA ARMIJO

PROFESOR GUÍA:
DANIEL DÍAZ ALVARADO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ
SERGIO RUIZ TAPIA

SANTIAGO DE CHILE
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: FELIPE ANDRES ZUÑIGA ARMIJO
FECHA: 2019
PROF. GUÍA: DANIEL DÍAZ ALVARADO

ESTRUCTURAS MAGMÁTICAS BAJO EL VOLCÁN OSORNO, IDENTIFICADAS MEDIANTE MAGNETOTELÚRICA.

El volcán Osorno (2661 m s.n.m.) se encuentra en la región de los Lagos, Chile, entre los lagos Llanquihue y Todos los Santos. Este último pertenece a la Zona Volcánica Sur de los Andes y cuenta con un registro de 10 erupciones documentadas a partir del siglo XVII.

Con el objetivo de identificar estructuras o cuerpos conductores en profundidad, que permitan comprender la relación entre éstos y el actual edificio volcánico dado el contexto estructural de los mismos, se desplegaron en torno al volcán 16 estaciones de magnetotelúrica (MT) de banda ancha.

A los datos obtenidos se le aplicaron técnicas de Procesamiento robusto y Referencia remota, a fin de obtener curvas de resistividad aparente y fase de óptima calidad. El análisis dimensional mediante tensor de fase y vectores de inducción, apuntan a un medio eléctricamente heterogéneo bajo el Osorno. Para los periodos asociados a profundidades someras, el análisis indica un conjunto de anomalías conductoras en torno al edificio. Con respecto a los periodos asociados a profundidades mayores, la respuesta de estos parámetros se vería influenciada por estructuras no directamente relacionadas con el volcán.

El modelo final de resistividad eléctrica bajo el Volcán Osorno, se obtuvo a partir de una serie de inversiones MT 3-D. La estructura principal alcanza valores de resistividad en torno a los $40 \Omega m$ a una profundidad de 10 km bajo la porción occidental del lago Todos los Santos. Al incorporar los antecedentes estructurales del área, esta última se interpreta como un reservorio magmático, con un porcentaje de 4 a 36 % de fundido parcial andesítico. Se observa además, a partir de su techo y prolongándose de manera diagonal hacia el Osorno, una región con valores de resistividad cercanos a $230 \Omega m$. Esta zona menos conductora se caracteriza como la parte más diferenciada del reservorio, con un contenido de 2 a 13 % de fundido parcial dacítico, la cual podría no solo tener su rol intrínseco, sino también apuntar a ser el conducto entre la zona de almacenamiento del magma y la base del volcán Osorno. Por último, de manera restringida al edificio volcánico, numerosos cuerpos menores de resistividades entre $10-120 \Omega m$, cuyas extensiones en profundidad no superan los 1.2km, son interpretados como zonas de alteración hidrotermal.

Agradecimientos

Al proyecto FONDECYT 1170195 por financiar la parte final de esta investigación y los congresos asistidos. Al CEGA por facilitar los equipos utilizados en las campañas de terreno y al proyecto Anillo ACT-172002 por la ayuda adicional. A CONICYT por el programa Becas de Magíster Nacional.

Aprovecho esta instancia para entregar un breve reconocimiento a todas las personas que de alguna u otra forma han sido parte de este trabajo de tesis.

Agradezco a mi profesor guía Daniel Díaz, por el apoyo y confianza durante todo este periodo, por aquellas buenas anécdotas y consejos, tanto en el DGF como en terreno. A los miembros de la comisión, Angelo Castruccio y Sergio Ruiz, por sus comentarios y aportes a esta investigación.

Los terrenos de MT no están exentos de dificultades. A pesar de condiciones de largas caminatas bajo la lluvia, resfríos y/o "poco tiempo para almorzar", siempre sentí su apoyo y entusiasmo: Dani M., Calipso y Nico Vera (terreno 2017) - Vicente, Luna, Eric, Romina, Karin y Roger (terreno 2018). Haber formado equipo con Uds es otra de las lindas experiencias de este proceso, les agradezco mucho por esto, los recuerdos que quedan y más.

Agradezco también a mis amigos del DGF por su ayuda, conversaciones y buenos momentos compartidos durante todo este tiempo: Kellen, Franz, Hermann, José, Majó, Leoncio, Gustavo y Camilo.

Por último, pero no menos importante, agradezco a mi familia y amigos del norte. La distancia no fue impedimento alguno para sentir su cariño: mis papas, hermanos, sobrinitos, Cami, Nani, Teban y Willi.

Tabla de Contenido

Índice de Ilustraciones	vii
1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	2
2. Marco geológico	3
2.1. Contexto tectónico y estructural	3
2.2. Unidades morfo-estructurales	5
2.2.1. Cordillera de la Costa	5
2.2.2. Valle Central	6
2.2.3. Cordillera principal	6
2.3. Zona Volcánica Sur (ZVS)	7
2.3.1. Zona Volcánica Sur Central (ZVSC)	7
2.4. Volcán Osorno	9
2.4.1. Peligro volcánico	11
3. Marco teórico	12
3.1. Magnetotelúrica	12
3.1.1. Ecuaciones de Maxwell en un medio homogéneo	12
3.1.2. Ecuación de difusión	14
3.1.3. Profundidad de penetración de onda	15
3.1.4. Funciones de transferencia	16
3.1.5. Resistividad aparente y fase	18
3.2. Resistividad eléctrica en materiales terrestres	19
3.2.1. Resistividad en sistemas mixtos	20
4. Metodología	22
4.1. Obtención de datos	22
4.1.1. Estación MT	22
4.1.2. Campañas de terreno	23
4.2. Procesamiento	25
4.2.1. Procesamiento individual de estación	25
4.2.2. Referencia remota	27
4.3. Parámetros dimensionales	28
4.3.1. Vectores de inducción	28

4.3.2. Tensor de fase	29
4.4. Modelo de Inversión MT-3D	30
5. Resultados	33
5.1. Curvas de resistividad aparente y fase	33
5.2. Análisis dimensional	35
5.2.1. Tensor de fase	35
5.2.2. Vectores de inducción	37
5.3. Modelos de inversión 3D	38
5.3.1. Modelo Osorno 1 (MO-1)	39
5.3.2. Modelo Osorno 2 (MO-2)	41
5.3.3. Efecto variación modelo inicial (MO-3)	44
5.4. Pruebas de sensibilidad	45
6. Discusiones	49
6.1. Modelo de inversión 3D	49
6.2. Interpretación geológica	56
6.2.1. Condiciones limitantes	56
6.2.2. Modelos de conductividad eléctrica en magmas	58
6.2.3. Reservorio de composición homogénea	60
6.2.4. Reservorio de composición heterogénea	63
6.3. Síntesis	65
6.4. Trabajo a futuro	66
7. Conclusiones	67
Bibliografía	69
A. Principios MT	76
B. Representación gráfica tensor de fase	77
C. Parámetros dimensionales por periodos	78
D. Efecto gradiente de presión	82

Índice de Ilustraciones

2.1. Mapa sistemas estructurales del margen Andino entre los 33° y 49°S	4
2.2. Mapa morfo-estructural del margen Andino entre los 36° y 42°S	6
2.3. Mapa Zona Volcánica Sur	8
2.4. Mapa geológico volcán Osorno	10
3.1. Resistividad eléctrica en materiales terrestres	19
4.1. Esquema estación MT	23
4.2. Mapa ubicación estaciones MT	24
4.3. Serie de tiempo ATS	26
4.4. Procesamiento de datos SS y RR	28
4.5. Representación gráfica del tensor de fase	30
5.1. Curvas de resistividad aparente y fase para estación OC-02	33
5.2. Curvas de resistividad aparente y fase para estación OC-20	34
5.3. Tensor de fase, periodo 0.03125(s)	35
5.4. Tensor de fase, periodo 2.8(s)	36
5.5. Tensor de fase, periodo 256(s)	36
5.6. Vectores de inducción, periodo 0.03125(s)	37
5.7. Vectores de inducción, periodo 4(s)	37
5.8. Vectores de inducción, periodo 1024(s)	38
5.9. Sección en planta de MO-1, 10 km profundidad.	40
5.10. Sección transversal W-E de MO-1	40
5.11. Curvas de resistividad aparente y fase, comparación entre datos medidos y respuesta del modelo MO-2	41
5.12. Sección en planta de MO-2, 0 km profundidad.	42
5.13. Sección en planta de MO-2, 10 km profundidad.	43
5.14. Sección transversal W-E de MO-2	43
5.15. Sección transversal W-E de MO-3	45
5.16. Sección transversal W-E de MO-4	46
5.17. Sección transversal W-E de MO-5	46
5.18. Sección transversal W-E de MO-2L	48
5.19. Sección transversal W-E de MO-5L	48
6.1. Secciones transversales modelo final de inversión MO-2	50
6.2. Parámetros dimensionales y sección en planta para profundidades someras .	50
6.3. Profundidades propuestas para reservorios o fuentes de deformación magmática	52

6.4. Parámetros dimensionales y sección en planta para altas profundidades . . .	53
6.5. Conductores verticales identificados en otros estudios MT	54
6.6. Pseudo-sección SW-NE de tensor de fases	55
6.7. Rango de temperaturas de magmas por composición	58
6.8. Comparación entre modelos específicos y Sigmelts	59
6.9. Variación de la resistividad eléctrica de fundidos andesíticos en función de la temperatura y contenido de agua	61
6.10. Relación entre fracción de fundido andesítico y resistividad de roca total en función de diferentes parámetros	62
6.11. Comparación de resistividad eléctrica en fundidos andesíticos y dacíticos . .	64
6.12. Relación entre fracción de fundido dacítico y resistividad de roca total en función de diferentes parámetros	64
6.13. Comparación modelo esquemático volcán Fuji - Osorno	65
6.14. Modelo esquemático volcán Osorno	66
D.1. Variación de resistividad eléctrica en función del gradiente de presión	82

Capítulo 1

Introducción

A lo largo de nuestro país se han identificado en torno a 90 volcanes geológicamente activos (Sernageomin, 2018a). La comprensión y estudio de varios de estos sistemas ha sido abordada desde algunos focos, tales como el registro histórico de sus erupciones, su composición, la relación entre volcanismo y tectónica, entre otros. No obstante, es considerablemente menor lo que se conoce acerca de lo que yace bajo estos edificios, vale decir, las estructuras magmáticas asociados a éstos.

Magnetotelúrica (MT) es un método geofísico que, a partir de mediciones de la fluctuación de los campos eléctricos y magnéticos en la superficie terrestre, puede determinar la distribución de resistividad eléctrica en profundidad. En el interior de la Tierra, las rocas presentan valores de resistividad a lo largo de un extenso margen, desde 10^{-2} hasta 10^4 (Ωm). Estos valores dependen en primer orden la composición de la roca, y de forma particular, en el contenido parcial de fluidos en éstas (Yoshino, 2018).

Investigaciones de MT se han realizado en una variedad de situaciones geológicas, destacando sus aplicaciones en campos geotermales (Gao et al., 2018), cuencas sedimentarias (Meqbel, 2009), sistemas de fallas (Tietze, 2012) y ambientes volcánicos. En este último contexto, numerosos estudios han demostrado la particular utilidad de la técnica de MT para identificar la distribución de anomalías de conductividad eléctrica en profundidad en torno a volcanes, caracterizando estas anomalías como presencia de alteración hidrotermal (Ingham et al., 2009; Comeau et al., 2016), conductos de circulación de fluidos (Hill et al., 2015), o bien como estructuras de tipo reservorio magmático (Díaz et al., 2015; Comeau et al., 2016; Cordell et al., 2018) o de tipo *mush body* (Harangi et al., 2015).

El volcán Osorno, imponente estratovolcán localizado en la región de Los Lagos, es parte de la Zona Volcánica Sur de los Andes ($33^{\circ}S$ - $46^{\circ}S$), uno de los cuatro segmentos de volcanismo activo de la costa occidental de Sudamérica (Stern et al., 2007). Pese a tener un registro de 10 erupciones documentadas a partir del siglo XVII (Moreno et al., 2010 y referencias en el texto), ha sido foco de muy pocos estudios a la fecha, por lo que se desconoce el estado de posibles estructuras magmáticas bajo el edificio volcánico .

Ante esta falta de información, esta investigación mediante el método de MT busca incrementar el conocimiento del volcán desde un enfoque geofísico, en donde las principales interrogantes corresponden a identificar y localizar anomalías de conductividad eléctrica sub-superficial, a qué tipo de estructuras pueden ser atribuidas y que representan dado el contexto tectónico del área de estudio.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Identificar y caracterizar estructuras magmáticas bajo el volcán Osorno, mediante mediciones de resistividad eléctrica obtenidas a través del método magnetotelúrica (MT).

1.1.2. Objetivos específicos

- Determinar la distribución y dimensionalidad de las anomalías conductoras bajo el volcán, mediante análisis de diferentes parámetros asociados a la respuesta electromagnética del subsuelo.
- Elaborar modelos de resistividad eléctrica en 3-D, con el fin de incrementar el conocimiento de las estructuras magmáticas bajo el edificio volcánico.
- Constreñir los resultados de acuerdo a antecedentes petrológicos, entre los cuales se destacan: composición de magmas, contenido de agua, rangos de presión y/o temperatura asociados a éstos.

Capítulo 2

Marco geológico

Generalidades

A lo largo del margen chileno es posible encontrar numerosos registros y dominios geológicos. Gran parte de éstos son evidencias de la dinámica actividad tecto-magmática, consecuencia del proceso de subducción de la placa oceánica Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Si bien el inicio de la subducción se remonta al Paleozoico tardío, las divisiones morfo-estructurales que se detallarán en este capítulo, adquieren su configuración actual producto del Ciclo Andino, el cual se caracteriza por 1) Intensa actividad magmática que comenzó en el Jurásico temprano, 2) Una distribución N-S de sus productos a lo largo del margen continental y 3) Controlar la actual evolución de los Andes (Glodny et al., 2006).

Por otra parte, el arco volcánico a lo largo de Cordillera de los Andes se divide en cuatro segmentos latitudinales (Zonas Volcánicas Norte, Central, Sur y Austral), separados entre sí por tramos sin erupciones u otros tipos de actividad volcánica reciente (Stern et al., 2007). El área de estudio, correspondiente al volcán Osorno y sus alrededores, se encuentra al sur del país en la Región de los Lagos, sector perteneciente a la Zona Volcánica Sur (ZVS).

2.1. Contexto tectónico y estructural

La configuración tectónica del arco volcánico entre los 33°S y 46°S se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, con una dirección N77°E a una tasa actual entre 6.3 y 7.9 cm/año, la cual se ha mantenido por los últimos 20 Ma (Kendrick et al., 2003).

La orientación NE del vector convergencia entre placas se ha mantenido relativamente estable durante los últimos 10 Ma, esto último ha permitido que la deformación transferida a la placa Sudamericana se particione afectando con diferentes regímenes tectónicos a las regiones longitudinales del arco (Lange et al., 2008). En la interfaz de subducción y ante-arco, predomina una componente de compresión E-W (ortogonal a la fosa), mientras que en la

región del intra-arco, la deformación producto de la componente paralela a la fosa se acomoda mediante tectónica de tipo *strike-slip*, a lo largo de fallas transcurrentes paralelas al margen. Este tipo de estructuras usualmente se producen próximos al eje del arco magmático, debido a que es la zona mecánicamente más débil en la placa cabalgante, producto del efecto de adelgazamiento termal litosférico (Hernández-Moreno et al., 2016 y referencias en el texto).

En esta región las estructuras tectónicas dominantes corresponden a dos sistemas de fallas y lineamientos de escala regional, ambos vinculados a actividad volcánica. Éstos son la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y las Fallas Transversales de los Andes (FTA), ilustrados en la figura 2.1a.

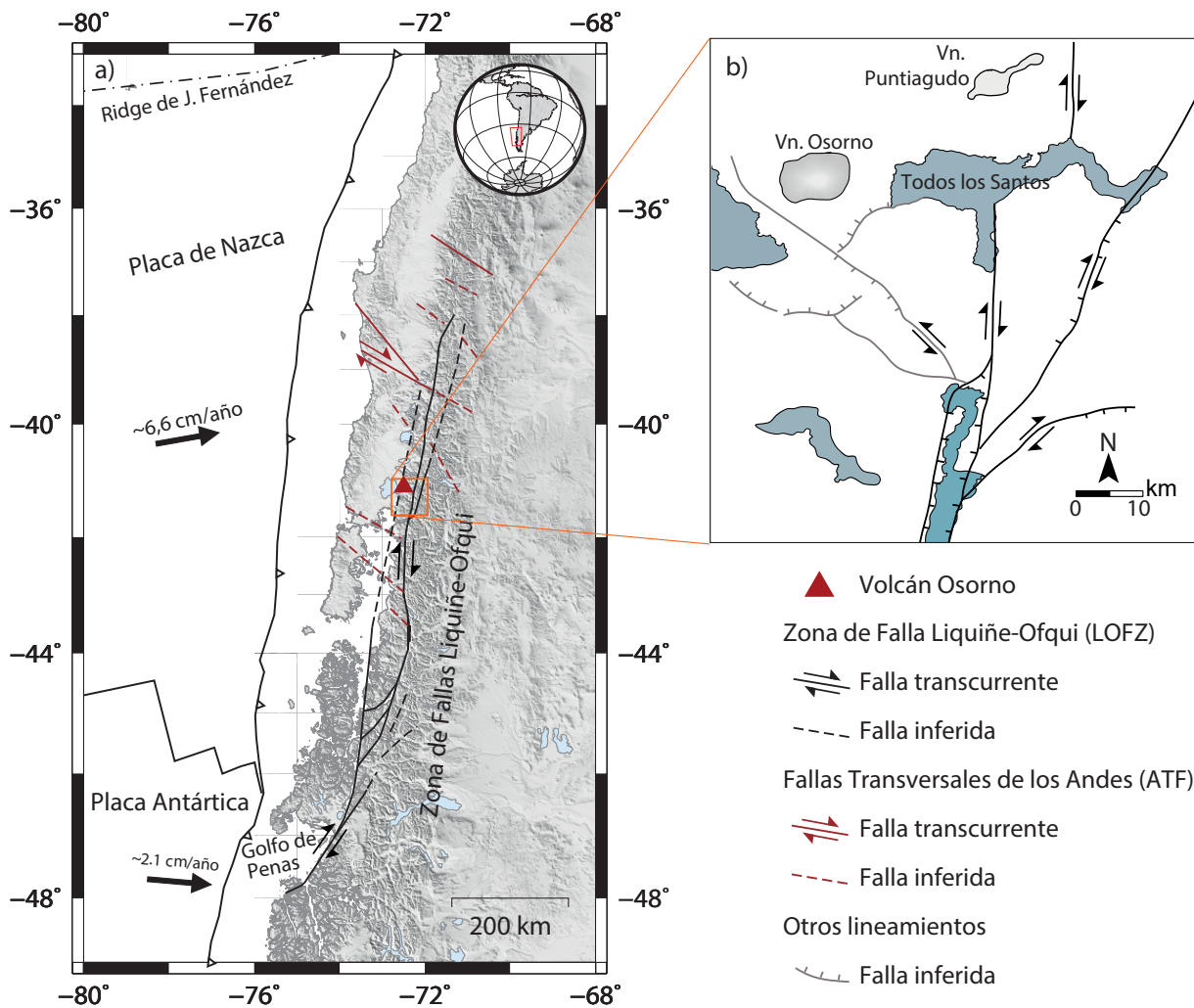


Figura 2.1: a) Mapa estructural del margen andino entre los 33° y 49°S. Se indican las principales estructuras de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y de las Fallas Transversales de los Andes (FTA), mediante líneas negras y rojas respectivamente (Estructuras de acuerdo a Pérez-Flores et al., 2017). b) Mapa estructural área en torno al volcán Osorno, ampliación del recuadro naranja de Fig. 2.1a. Una de las trazas de ZFLO se identifica al este del edificio volcánico, atravesando el lago De Todos los Santos (Modificado de Rosenau et al., 2006).

Se describe la ZFLO como un sistema de fallas intra-arco mayor, cuyo dominio estructural se extiende desde el volcán Callaqui (37.5°S) hacia el sur por más de 1200 km, hasta el área del Golfo de Penas ($\sim 48^{\circ}\text{S}$). El sistema está conformado por una serie de fallas maestras *strike-slip* de rumbo NNE sub-verticales, fallas secundarias de rumbo NE sub-verticales, y fallas de tercer orden de rumbo ENE a EW. En términos generales, la cinemática dominante en los últimos 6 Ma ha evidenciado ser de tipo dextral o dextral-normal (Cembrano y Lara, 2009; Pérez-Flores et al., 2016). Cabe destacar que, en el área de estudio se identifican trazas principales de la ZFLO al este del volcán Osorno, las cuales atraviesan el lago Todos los Santos (Fig. 2.1b).

Por otra parte, el sistema FTA reúne fallas corticales y lineamientos de rumbo NW a WNW, oblicuos al orógeno Andino. Estas estructuras se identifican entre los 25.5°S y 41°S , en las regiones de ante-arco, intra-arco y/o tras-arco, siendo aparentemente más antiguas que las de la ZFLO. El sistema FTA está probablemente relacionado a segmentación tectónica de los Andes, proceso que generó zonas de debilidad cortical asociadas a procesos pre-Andinos, las cuales fueron posteriormente reactivadas como fallas *strike-slip* sinistral-inverso durante el desarrollo del arco moderno (Lange et al., 2008; Pérez-Flores et al., 2016; Roquer et al., 2017).

2.2. Unidades morfo-estructurales

En términos generales, el margen Andino entre los 36°S y 42°S se caracteriza por una segmentación longitudinal, la cual divide el área en tres unidades morfo-estructurales principales. De oeste a este, estas corresponden a la Cordillera de la Costa, Depresión longitudinal o Valle Central y Cordillera Principal, en la cual se encuentra el actual arco volcánico, ilustradas en la figura 2.2 (Hackney et al., 2006).

A diferencia del margen Andino en Chile central, el espesor cortical bajo el arco volcánico en esta región disminuye continuamente comenzando en 50 km en los 33°S hasta alcanzar 35 km en los 46°S (Tassara y Yáñez, 2003), la distancia entre la fosa Chilena-Peruana y el arco actual tiene un promedio de ~ 260 km, y el ángulo de subducción se encuentra en torno a los 20° (Tassara y Echaurren, 2012).

2.2.1. Cordillera de la Costa

Corresponde a una estrecha cadena montañosa que se localiza entre la línea de costa y el Valle Central. Su extensión longitudinal no es constante, variando desde 10 a 100 km de ancho. Con respecto a los valores de elevación, éstos alcanzan máximos de 1500 m en Nahuelbuta (38°S) a diferencia de las latitudes 40° - 41°S , en dónde las cumbres mayores alcanzan tan solo unas pocas centenas de metros (Hackney et al., 2006).

Esta cordillera se encuentra conformada por rocas meta-sedimentarias del Complejo acrecionario Permo-Triásico (dividido en las unidades Series Oriental y Occidental), y rocas graníticas del arco magmático del Carbonífero tardío a Pérmico (Hackney et al., 2006).

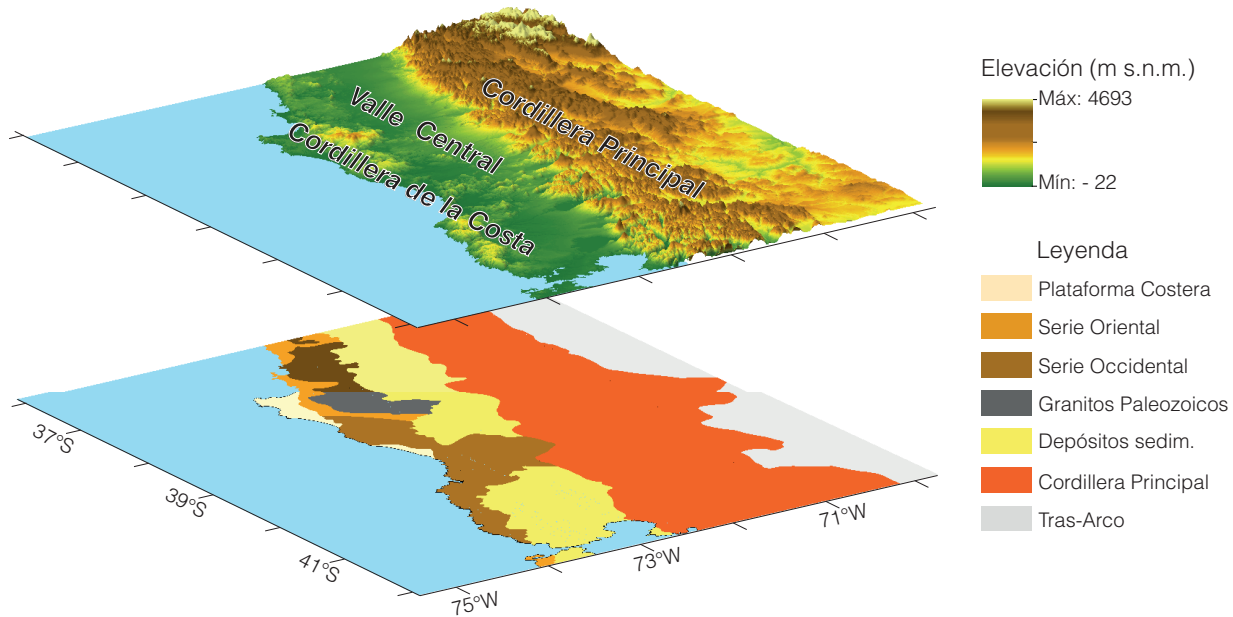


Figura 2.2: Arriba) Mapa de la división morfo-estructural del margen andino entre los 36° y 42°S. Abajo) Principales unidades geológicas. Detalles en el texto (Modificado de Hackney et al., 2006).

2.2.2. Valle Central

El Valle Central es una cuenca de más de 2km de espesor, rellena con material de origen volcánico y sedimentario del Oligoceno - Mioceno, y cubierta por sedimentos del Plioceno - Cuaternario. Se extiende de manera discontinua en un primer tramo entre los 36°S a 39°S, para luego continuar en un segundo tramo desde los 40°S a 42°S, segmento en el cual la cuenca es parcialmente submarina (Hackney et al., 2006).

2.2.3. Cordillera principal

Corresponde al elemento morfológico predominante del área, con altitudes que bordean los 2700 m en los 36°S, disminuyendo de manera progresiva a 1000 m en torno a los 42°S.

La Cordillera Principal se encuentra conformada casi en su totalidad por los productos del actual arco volcánico. Al norte de los 38°S el arco se emplaza sobre una cobertura volcano-sedimentaria Meso-Cenozoica, mientras que al sur de ésta latitud, tiene por basamento plutónico las raíces exhumadas del arco magmático del Jurásico-Mioceno, representadas en el área por el Batolito Nor-Patagónico (Cembrano y Lara, 2009).

2.3. Zona Volcánica Sur (ZVS)

Corresponde a la fracción del arco volcánico del margen Sudamericano comprendido entre los 33°S y 46°S, cuyo magmatismo y/o volcanismo asociado al proceso de subducción se ha mantenido de forma continua por al menos los últimos 300 Ma. Esta zona se encuentra delimitada al norte por la intersección entre la fosa Chilena-Peruana y el *Ridge* de Juan Fernández, una cadena de montes submarinos inactiva en términos sísmicos y volcánicos. Por otra parte, su límite sur es coincidente con la intersección entre la fosa y el *Ridge* Chile, un centro de expansión oceánico activo (Hickey-Vargas et al., 2016).

Numerosas investigaciones han concluido que las fallas están estrechamente relacionadas al transporte de magma y su emplazamiento, en cualquier tipo de configuración tectónica (Cembrano y Lara, 2009 y referencias en el texto; Pérez-Flores et al., 2016). Es por esta razón que entre los 38°S y 46°S, los sistemas FTA y ZFLO se encuentran genética y espacialmente vinculados a la evolución volcánica de la ZVS (Fig. 2.3). Las estructuras de la ZFLO son asociadas a lineamientos de estratovolcanes y conos monogenéticos de orientación NE-SW, los cuales como particularidad, se originaron mayoritariamente a partir de magmas primitivos. Por otro lado, las estructuras del FTA se relacionan a lineamientos exclusivos de estratovolcanes de orientación WNW, los cuales emiten productos de variada composición, desde rocas basálticas a riolíticas (Wrage et al., 2017).

Al analizar la distribución espacial de los productos de la actividad volcánica de la ZVS, se observa que éstos se emplazan tanto en Chile como en Argentina a lo largo de la Cordillera Principal. Sin embargo, solo en el primero se encuentran más de 70 volcanes Holocenos a Pleistocenos, extensos campos volcánicos, calderas y cientos de centros eruptivos menores (Stern et al, 2007).

En base a la geometría del arco volcánico y las características geoquímicas de los productos de su actividad, la ZVS se puede dividir, de norte a sur, en cuatro segmentos: Norte, Transicional, Central y Sur. No obstante, la ubicación exacta de los límites entre estos tramos es materia aún de debate (Weller et al., 2018 y referencias en el texto).

2.3.1. Zona Volcánica Sur Central (ZVSC)

Tramo de la ZVS que se extiende entre los 37°S y 42°S. Numerosos volcanes de esta región tienen registros históricos de erupciones Holocenas, tales como los volcanes Llaima, Villarrica, Copahue, Chaitén, Osorno y Calbuco, entre otros. En consecuencia, esta zona es considerada el segmento más activo de todos los Andes (Stern et al, 2007).

Debido a la geografía de esta zona, varios de estos volcanes se distribuyen a lo largo del borde oriental del Valle Central, próximos a localidades y centros urbanos. Es por esta razón que la ZVSC se categoriza además como una zona de alto peligro volcánico (Sernageomin, 2018a).

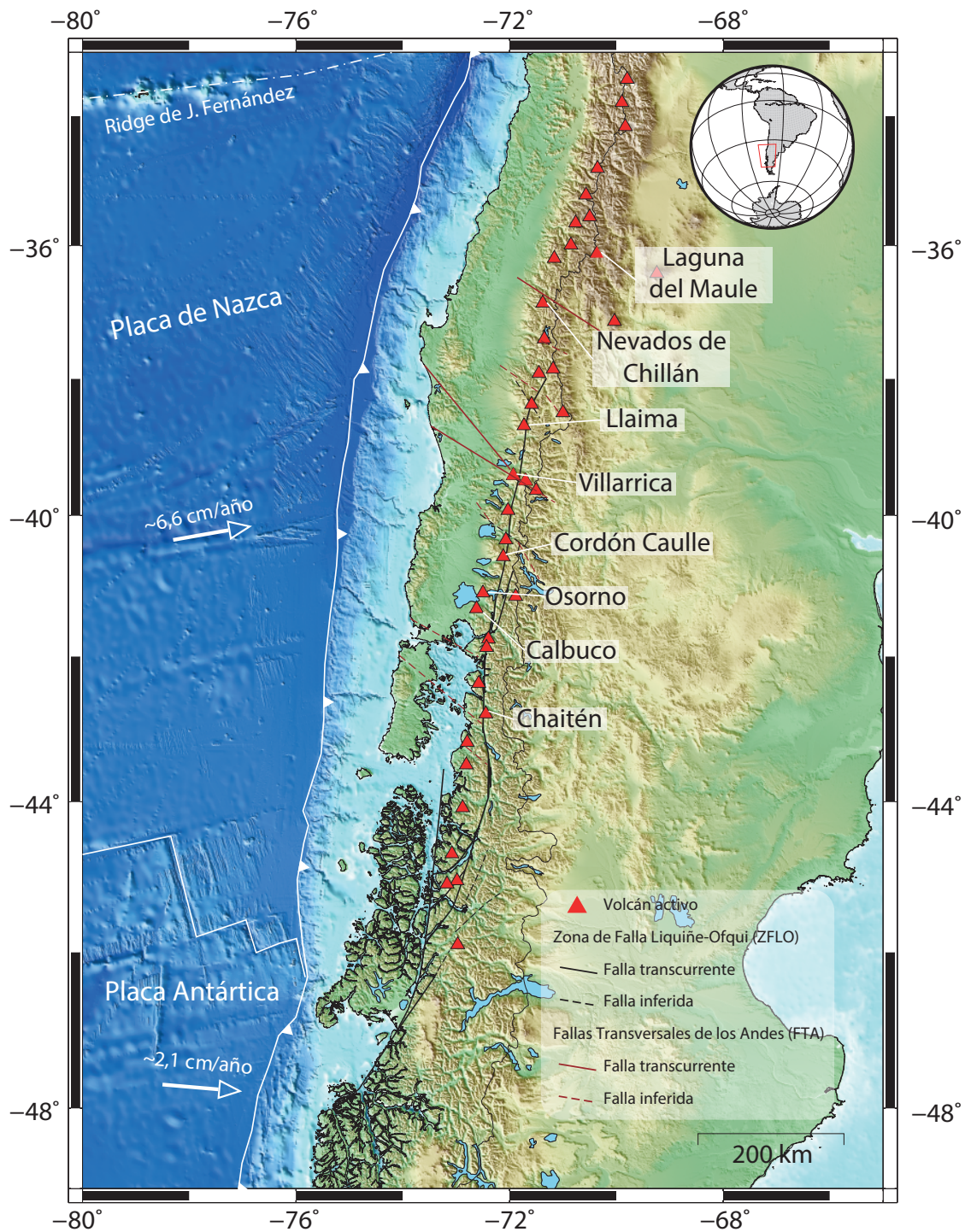


Figura 2.3: Mapa Zona Volcánica Sur. Se puede observar la estrecha relación entre la distribución espacial de los volcanes y los sistemas de fallas de la región. Se identifica a algunos de los volcanes más importantes o de actividad reciente. (Estructuras de acuerdo a Pérez-Flores et al., 2017)

2.4. Volcán Osorno

El volcán Osorno ($41^{\circ}6' S - 72^{\circ}17' W$, 2660 m s.n.m.) se encuentra en el límite de las provincias de Llanquihue y Osorno, en la Región de Los Lagos. Corresponde a un estratovolcán compuesto cuyos orígenes de su formación se remontan al Pleistoceno Medio (<ca. 200 ka). Junto a los volcanes La Picada (1715 m s.n.m.), Cordón Cenizos (~ 1500 m s.n.m.) y Puntia Guido (2300 m s.n.m.) forman una cadena volcánica de orientación NE-SW, donde el Osorno corresponde al extremo suroccidental de la misma.

La figura 2.4 ilustra la distribución de las unidades geológicas en el área de estudio. El actual edificio volcánico se encuentra emplazado sobre basamento granítico, perteneciente al Batolito Nor-Patagónico. En el área de estudio, se encuentran rocas de esta unidad en dos sectores, y si bien ambos afloramientos presentan bastante similitud en términos petrológicos, difieren en su edad de formación: en la parte sur-oriental se encuentra basamento cretácico mientras que en el pie occidental del volcán, basamento mioceno.

La formación del volcán se puede dividir en cuatro unidades (Moreno et al., 2010):

- La primera de ellas denominada unidad Osorno 1, corresponde a lavas de composición basáltica y andesítico-basáltica, de edad Pleistoceno medio a superior. Estas secuencias fueron intensamente desgastadas durante la última glaciación del Pleistoceno, en la denominada (de forma local) glaciación Llanquihue (ca. 90-14 ka).
- La unidad Osorno 2 consiste en un conjunto de lavas principalmente basálticas y andesíticas, y de manera subordinada, lavas dacíticas. Estas secuencias se depositaron durante la glaciación Llanquihue, evento del Pleistoceno superior. La consolidación del edificio actual estaría representado por esta unidad.
- La unidad Osorno 3 está conformada por lavas de composición andesítica y basáltica, distribuidas radialmente sobre los flancos del volcán. A pesar de que su edad absoluta se desconoce, se estima que estas secuencias se habrían depositado posterior a la glaciación Llanquihue y previo a las erupciones explosivas del Holoceno medio (ca. 4 ka).
- La etapa constituyente final, corresponde a la unidad Osorno 4, la cual consta de lavas y depósitos piroclásticos, en su mayoría de composición similar a la unidad Osorno 1. Estas secuencias pertenecen al Holoceno superior, presentan una morfología bien preservada y se encuentran parcialmente cubiertas por depósitos de lapilli no consolidados, los cuales corresponderían a la erupción fisural de 1790 AD.

Además de las unidades que forman el edificio volcánico a partir de la emanación de lavas desde el cráter, en el área también se identifican productos de erupciones de flanco. Estas corresponden a:

- Centros eruptivos de flanco aislados, conformados por conos de piroclastos, domos y lavas holocenos. Debido a su inusual composición, se destacan de este grupo los domos dacíticos, ubicados en el flanco occidental y lado sur del volcán.

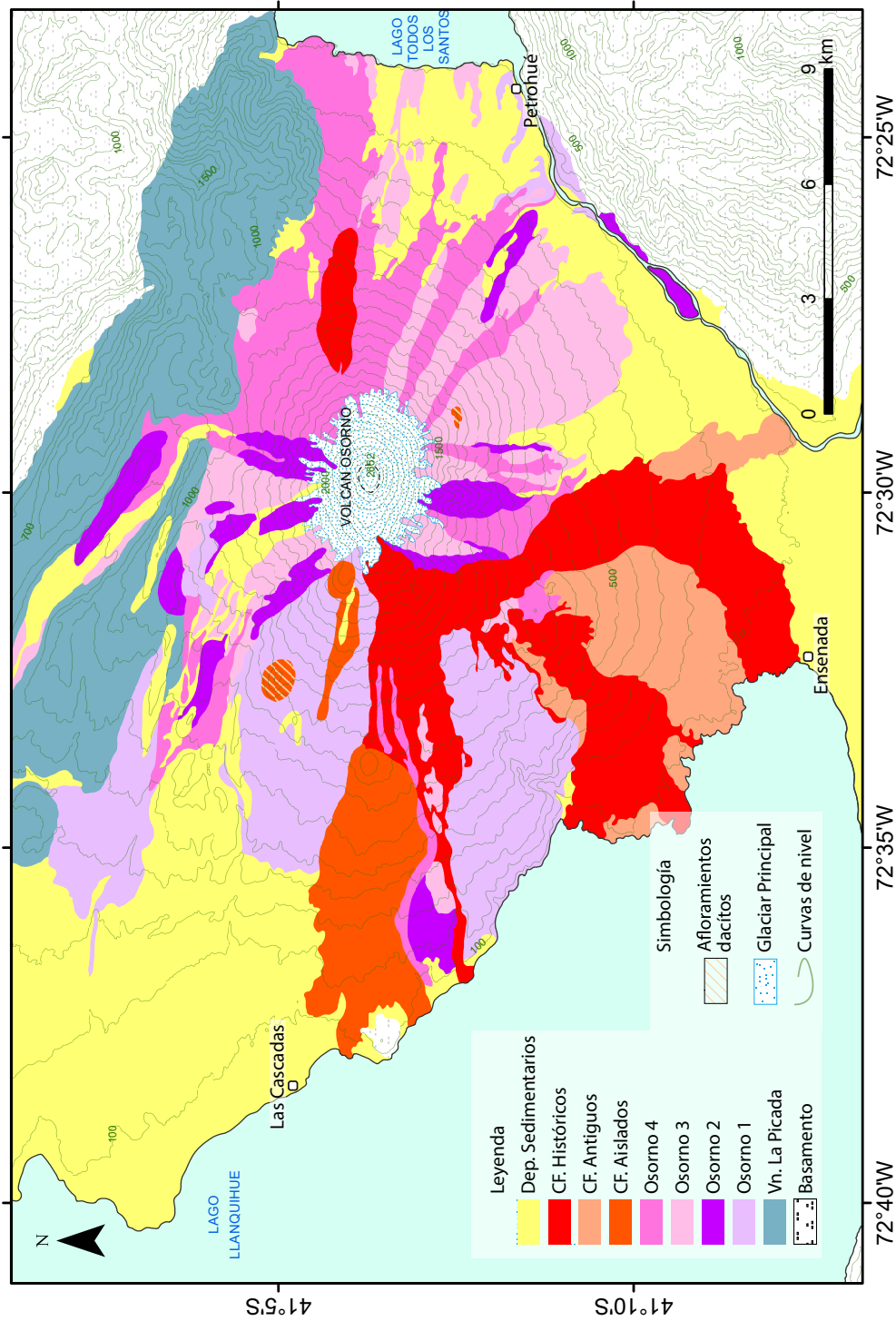


Figura 2.4: Mapa geológico volcán Osorno. Se indica la ubicación de las localidades más próximas al volcán. Detalle de las unidades en el texto. Curvas de nivel cada 100 m (Modificado de Moreno et al., 2010).

- Centro fisurales antiguos, éstos son un conjunto de conos de piroclastos y lavas asociadas de composición basáltica, que de acuerdo a la morfología, son más antiguos que los productos de la unidad Centros fisurales históricos.
- Centro fisurales históricos, unidad formada por conos y lavas distribuidas en los flancos suroccidental y nororiental del volcán. Representa las erupciones recientes de 1790 y 1835, descritas por científicos e historiadores de los siglos XVIII y XIX.

Finalmente, distribuidos de manera extendida en el área, rellenando valles o de manera contigua a relieves erosionados, se encuentran numerosos materiales semi-consolidados de diverso origen. Estos depósitos glaciares, coluviales, aluviales, de remoción en masa y piroclásticos pertenecen a la unidad Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos, de edad Pleistoceno superior a Holoceno.

2.4.1. Peligro volcánico

Si bien la actividad histórica del volcán se ha caracterizado por ser efusiva de baja explosividad, siendo un episodio de este tipo su última erupción en 1835, al registro post-glaciación Llanquihue también se le han atribuido erupciones de mayor explosividad, las cuales produjeron flujos piroclásticos y tefra dacítica (Moreno et al., 2010).

En la actualidad, el principal peligro volcánico se asocia al volumen del glaciar que corona la parte superior del Osorno, puesto que ante erupciones de alta tasa de emisión, éste es capaz de generar importantes flujos de detritos (lahares). Cabe destacar, que los poblados más próximos al cráter del volcán se encuentran en promedio a tan solo 10 km de distancia, correspondiendo a Las Cascadas, Ensenada y Petrohué, señalados en la figura 2.4. (Sernageomin, 2018b).

Capítulo 3

Marco teórico

3.1. Magnetotelúrica

Durante el siglo XX, diversas técnicas de prospección eléctrica y electromagnética fueron desarrolladas con la finalidad de detectar heterogeneidades de conductividad eléctrica subsuperficial. Estos nuevos métodos se fundamentaron a partir de las leyes que gobiernan el comportamiento de los campos electromagnéticos en medios conductores no homogéneos, teoría que comenzó su desarrollo a finales del siglo XIX.

En torno a la década de 1950, se asentaron las bases de un nuevo método para determinar la estructura eléctrica de la tierra: como particularidad, éste utilizaba como fuente los campos electromagnéticos generados naturalmente por la tierra. Esta técnica, denominada magnetotelúrica (MT), se basa en los planteamientos teóricos originales y simultáneamente propuestos por Tikhonov (1950) en la URSS, Rikitake (1951) en Japón y Cagniard (1953) en Francia.

Las siguientes subsecciones se han sintetizado a partir de los textos *Geophysical electromagnetic theory and methods* (Zhdanov, 2009), *Practical magnetotellurics* (Simpson & Bahr, 2005) e *Investigating the electrical conductivity structure of the San Andreas fault system* (Tietze, 2012).

3.1.1. Ecuaciones de Maxwell en un medio homogéneo

Las ecuaciones generales de Maxwell permiten conocer de forma completa la relación existente entre los campos magnético y eléctrico en cualquier medio¹. Su representación de forma diferencial en el dominio temporal es la siguiente:

¹Apéndice A - Principios MT

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = j + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = n_f \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (3.4)$$

donde \mathbf{E} es el campo eléctrico (en $V m^{-1}$), \mathbf{B} es la densidad de flujo magnético (en T), \mathbf{H} es el campo magnético (en $A m^{-1}$), \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico (en $C m^{-2}$), j es la densidad de corriente eléctrica (en $A m^{-2}$) y n_f es la densidad de carga eléctrica debido a cargas libres (en $C m^{-3}$).

En medios homogéneos e isótropos, estas magnitudes se vinculan mediante las siguientes relaciones constituyentes

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (3.5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.6)$$

además de la Ley de Ohm, ya que la tierra se comporta como medio conductor, conservando las cargas¹

$$j = \sigma \mathbf{E} \quad (3.7)$$

En estos tipos de medios las propiedades de permitividad eléctrica ε ($8,85 \times 10^{-12} F m^{-1}$), permeabilidad magnética μ ($1,2566 \times 10^{-6} H m^{-1}$) y conductividad del medio σ (en $S m^{-1}$), se mantienen constantes en el tiempo y espacio. Cualquier variación de ε y μ se considera despreciable comparada a las variaciones de conductividad de roca total¹.

Al utilizar las expresiones Ecs. 3.5 a 3.7, se puede expresar el set de ecuaciones inicial de Maxwell de manera simplificada para medios homogéneos e isótropos, resulta entonces

¹Apéndice A - Principios MT

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (3.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3.9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (3.10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (3.11)$$

En la ecuación 3.10, la densidad de carga eléctrica n_f es cero debido a que no existen cargas libres en espacios conductores homogéneos.

3.1.2. Ecuación de difusión

Las primeras dos ecuaciones del conjunto anterior describen la interacción entre los campos magnéticos y eléctricos, no obstante, resulta de utilidad reescribirlas con variables separadas. Para este fin, se aplica el operador vectorial rotor ($\nabla \times$) en ambos lados de la expresión Ec. 3.8, y luego por sustitución en Ec. 3.9 se obtiene

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (3.12)$$

Se conoce la siguiente identidad del cálculo vectorial

$$\nabla \times \nabla \times A = \nabla(\nabla \cdot A) - \nabla^2 A \quad (3.13)$$

Entonces, al utilizar esta última expresión en conjunto con la condición de divergencia de la ecuación 3.10 se puede reescribir la expresión obtenida en Ec. 3.12 de la siguiente forma

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (3.14)$$

Puesto que las fuentes de origen de las ondas electromagnéticas se encuentran de manera muy distante a la superficie de la Tierra¹ ($\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$), el comportamiento del campo eléctrico puede ser descrito por medio de la ecuación de onda previamente obtenida. De forma análoga, se puede derivar la misma expresión para el campo magnético \mathbf{H} comenzando desde Ec. 3.9.

¹Apéndice A - Principios MT

Como ocurre en el caso de MT, se asume que los campos electromagnéticos varían muy lentamente en el tiempo. Esto implica que los términos ligados a la segunda derivada con respecto al tiempo pueden ser despreciados, en comparación a aquellos relacionados a la primera derivada temporal¹. Como resultado, se consigue a partir de la ecuación 3.14.

$$\nabla^2 \mathbf{F} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial t} \quad (3.15)$$

donde \mathbf{F} puede representar a los campos \mathbf{E} o \mathbf{H} . Debido a que los campos electromagnéticos tienen una dependencia temporal de tipo $e^{i\omega t}$, la ecuación anterior se puede formular en el dominio de la frecuencia como

$$\nabla^2 \mathbf{F} = i\omega\mu\sigma \mathbf{F} \quad (3.16)$$

siendo $\omega = 2\pi f$ la frecuencia angular, y correspondiendo la frecuencia f (en Hz) al recíproco del periodo T (en s). Estas dos últimas expresiones son formas equivalentes de la denominada ecuación de difusión, las cuales describen la propagación de campos electromagnéticos en medios conductivos como difusión electromagnética, o bien como comportamiento cuasi-estático¹.

Introduciendo la siguiente notación

$$k^2 = i\omega\mu\sigma \quad (3.17)$$

Donde k se denomina *número de onda*, la ecuación de difusión 3.16 puede ser reescrita de manera tal que exprese finalmente la separación de variables \mathbf{E} y \mathbf{H} a partir del desarrollo de las ecuaciones de Maxwell

$$(\nabla^2 + k^2)\mathbf{F} = 0 \quad (3.18)$$

3.1.3. Profundidad de penetración de onda

Cuando las ondas electromagnéticas alcanzan la superficie terrestre, solo una pequeña parte de su energía inicial es transmitida al interior de la Tierra. Esta energía se propaga de manera difusiva con un ángulo de incidencia muy cercano a la vertical¹.

La profundidad de penetración que alcanza una onda se denomina *skin depth*, y se define como la profundidad en la cual la amplitud del campo eléctrico decae a $1/e$ de su magnitud original ($\approx 37\%$). Este factor se obtiene desde la parte real del número de onda k

¹Apéndice A - Principios MT

$$k = \sqrt{i\omega\mu\sigma} = (\sqrt{1/2} - \sqrt{i/2})\omega\mu\sigma \quad (3.19)$$

correspondiendo el *skin depth* a

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = \sqrt{\frac{\rho T}{\mu\pi}} \quad (3.20)$$

utilizando el valor de la permeabilidad magnética $\mu = \mu_0$, se puede aproximar a

$$\delta \approx 503\sqrt{\rho T} [m] \quad (3.21)$$

De esta última ecuación, se puede observar que el *skin depth* depende directamente de la resistividad y del periodo de la señal electromagnética. En vista de lo anterior, tanto medios altamente conductores como señales de bajos periodos se traducen en valores reducidos de *skin depth*.

3.1.4. Funciones de transferencia

La solución de la ecuación de difusión (Ec. 3.18) es conocida y directa, teniendo para el caso del campo eléctrico la siguiente forma

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{i\omega t - kz} + \mathbf{E}_2 e^{i\omega t + kz} \quad (3.22)$$

Debido a que la Tierra no genera energía electromagnética, sino solo la disipa o absorbe¹, las amplitudes del campo eléctrico deben decrecer a medida que la profundidad z aumenta. Esta condición implica que en la formulación anterior $\mathbf{E}_2 = 0$.

Calculando la derivada parcial con respecto a z de Ec. 3.22, y comparando éste resultado con la ecuación 3.8 se obtienen las siguientes igualdades

$$\frac{\mathbf{E}_x}{i\omega\mu\mathbf{H}_y} = -\frac{\mathbf{E}_y}{i\omega\mu\mathbf{H}_x} = \frac{1}{k} = C \quad (3.23)$$

Donde C corresponde a una función de transferencia que describe la relación lineal entre las componentes ortogonales de los campos \mathbf{E} y \mathbf{H} .

¹Apéndice A - Principios MT

Tensor de impedancia

En base a lo formulado en Ec. 3.23, se denomina tensor de impedancia \mathbf{Z} a la función de transferencia magnetotelúrica, cuyas representaciones son

$$\begin{pmatrix} \mathbf{E}_x(\omega) \\ \mathbf{E}_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{Z}_{xx}(\omega) & \mathbf{Z}_{xy}(\omega) \\ \mathbf{Z}_{yx}(\omega) & \mathbf{Z}_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{H}_x(\omega) \\ \mathbf{H}_y(\omega) \end{pmatrix} \quad \text{o bien,} \quad \mathbf{E} = \bar{\bar{\mathbf{Z}}}\mathbf{H} \quad (3.24)$$

Los términos anteriores corresponden a funciones complejas en el dominio de la frecuencia. En cuanto a los sub-índices x e y , éstos se asocian a direcciones ortogonales del plano de medición. Generalmente se emplea un sistema de referencia geográfico donde las direcciones norte y este son equivalentes a x e y respectivamente.

El tensor de impedancia \mathbf{Z} no solo contiene información sobre la estructura eléctrica para cada frecuencia de medición, sino que también permite obtener una primera idea sobre la dimensionalidad del medio bajo estudio, de acuerdo al comportamiento de las componentes, distinguiéndose tres posibles escenarios:

Caso Unidimensional - 1D

En esta situación, la resistividad eléctrica cambia en función de la profundidad únicamente. Las componentes del tensor de impedancia tienen las siguientes características

$$\mathbf{Z}_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & \mathbf{Z}_{1D} \\ -\mathbf{Z}_{1D} & 0 \end{pmatrix} \quad (3.25)$$

Caso Bidimensional - 2D

Este tipo de medio, más realista que la situación anterior, se caracteriza por tener además una variación de resistividad a lo largo de una dirección horizontal, producto del contacto entre dos medios de diferente conductividad. Si escogemos al eje Y como esta dirección, la resistividad se mantendrá constante a lo largo del eje X, denominando a este último como la dirección de *strike* geoelectrónico.

Cuando el campo eléctrico se polariza en la dirección del *strike*, éste fluirá a lo largo de la estructura, configuración referida como modo transversal eléctrico (TE). Caso opuesto, cuando el campo magnético se polariza en la dirección del *strike*, el campo eléctrico fluirá a través de las estructuras, caso conocido como modo transversal magnético (TM).

Los modos TE y TM están directamente relacionados a las componentes del tensor de impedancia Z_{xy} y Z_{yx} respectivamente. Para el caso general 2D se tiene entonces las siguientes relaciones

$$\begin{aligned} \mathbf{Z}_{xx} &= -\mathbf{Z}_{yy} \\ \mathbf{Z}_{xy} &\neq -\mathbf{Z}_{yx} \end{aligned} \quad (3.26)$$

Caso Tridimensional - 3D

En general, la estructura real de la Tierra corresponde a un medio 3D, esto implica variación de la resistividad en profundidad y ambas direcciones horizontales. En este caso, todas las componentes de \mathbf{Z} tienen magnitudes diferentes no nulas, y su representación es equivalente a la Ec. 3.24.

Función de transferencia magnética

Además del tensor de impedancia, a partir de las mediciones se puede obtener también la función de transferencia magnética \mathbf{T} , la cual corresponde a la relación lineal entre las componentes horizontales de \mathbf{H} y su componente vertical. Esta última es generada a partir de variaciones laterales de resistividad en el medio. Se expresa \mathbf{T} como

$$\mathbf{H}_z(\omega) = (\mathbf{T}_x(\omega) \ \mathbf{T}_y(\omega)) \begin{pmatrix} \mathbf{H}_x(\omega) \\ \mathbf{H}_y(\omega) \end{pmatrix} \quad \text{o bien,} \quad \mathbf{H}_z = \mathbf{T} \mathbf{H} \quad (3.27)$$

Siendo \mathbf{T} un vector complejo en el dominio de la frecuencia. Su aplicación y representación gráfica se detalla en la Sección 4.4.

3.1.5. Resistividad aparente y fase

Utilizando la definición de k (Ec. 3.17), resulta conveniente expresar el tensor de impedancia \mathbf{Z} mediante valores de resistividad aparente ρ_a (en Ωm) y fase ϕ (en grados) en función de la frecuencia

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} |\mathbf{Z}_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.28)$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \arctan \left(\frac{\text{Im} \{ \mathbf{Z}_{ij}(\omega) \}}{\text{Re} \{ \mathbf{Z}_{ij}(\omega) \}} \right) \quad (3.29)$$

de forma análoga a la representación de valores complejos como magnitud y fase.

La resistividad aparente ρ_a es equivalente a un promedio de la resistividad eléctrica dentro de un volumen semi-esférico de radio igual a un *skin depth*. Dado que se tienen valores del tensor de impedancia para una serie de frecuencias, se obtienen entonces valores de resistividad para un rango de diferentes volúmenes, reflejando como varía ésta en función de la profundidad.

Por otra parte, el ángulo de la fase corresponde a la diferencia de fase entre las componentes ortogonales del campo eléctrico y magnético. Si la onda viaja a través de un medio con $\rho < \infty$, se producirá un retardo o desfase. Para el caso de un medio uniforme, la diferencia de fase es de 45° .

3.2. Resistividad eléctrica en materiales terrestres

La resistividad eléctrica en los tipos de rocas más comunes abarca varios órdenes de magnitud, como se indica en la Figura 3.1. Debido a lo anterior, ésta magnitud física resulta ser un parámetro de alta utilidad al momento de discriminar entre diferentes materiales terrestres. Cabe destacar, que la resistividad eléctrica es muy sensible a la presencia de fluidos en la corteza o manto superior, ya que el contraste de conductividad con las rocas confinantes puede ser muy elevado (Comeau M., 2015 y referencias en el texto).

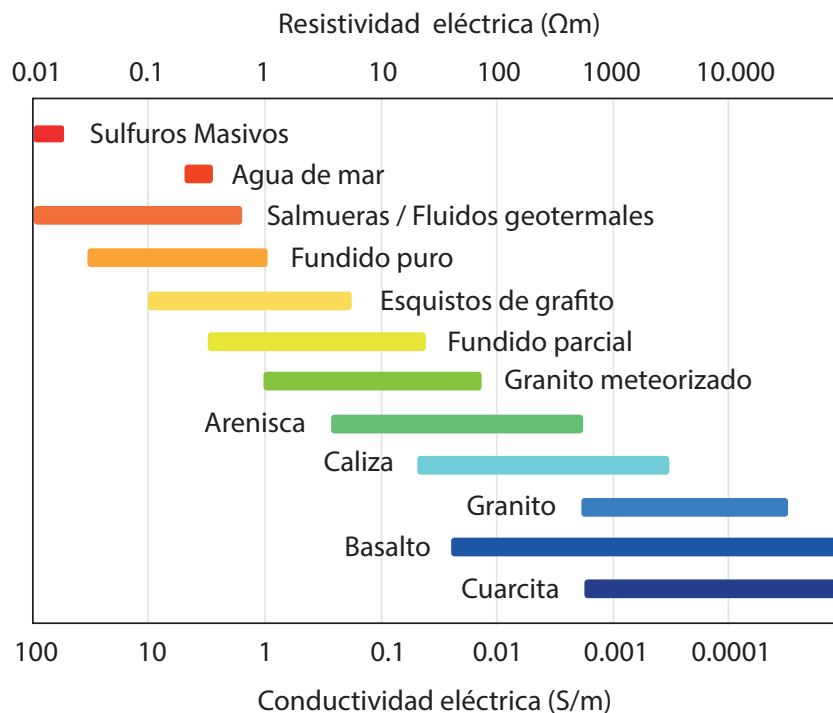


Figura 3.1: Valores de resistividad y conductividad eléctrica para diferentes materiales terrestres, se puede apreciar como estos parámetros varían a lo largo de numerosos órdenes de magnitud (Modificado de Simpson and Bahr, 2005).

La resistividad eléctrica depende de la movilidad y densidad de portadores de carga. La conducción iónica o electrolítica ocurre en el interior de la tierra cuando cierto material, como magma o fundido parcial, tiene iones libres los cuales toman el rol de portadores de cargas. Para el caso de fundidos silicatados, los iones de sodio (Na^+) son los portadores más efectivos, debido a su mayor movilidad y menor tamaño frente a otros iones tales como K^+ (Pommier y Le Trong, 2011.)

Entre otros factores que influyen en las variaciones de resistividad eléctrica de un sistema se

encuentran la porosidad, el grado de fracturamiento, la conectividad entre poros, el contenido de arcilla y especies minerales metálicas (Schön J., 2015).

3.2.1. Resistividad en sistemas mixtos

Los sistemas naturales pocas veces son homogéneos en su totalidad, estando constituidos generalmente por más de una fase o componente. Para el caso de la resistividad eléctrica total de una roca ρ_B (en Ωm), se debe tomar en cuenta la proporción de sus constituyentes y el grado de conectividad entre éstos. Esta noción fue cuantificada por Archie (1942), quien formuló que la resistividad total ρ_B para una roca saturada en fluido puede ser calculada mediante la ecuación

$$\rho_B = \rho_M \cdot \Phi^{-m} \quad (3.30)$$

donde ρ_M (en Ωm) corresponde a la resistividad de la fase fluida, Φ a la porosidad y m al factor de cementación. Esta ley es una simplificación que asume un elevadísimo contraste de resistividad entre la roca matriz y el fluido, por lo que solo el último se considera como fase conductora. No obstante, a las profundidades, presiones y temperaturas donde es posible encontrar fundidos magmáticos, la conductividad de la roca no puede ser descartada. Ante este hecho, Glover et al (2000) presentó una versión modificada de la Ley de Archie, la cual tiene en consideración dos fases conductoras en diferentes proporciones

$$1/\rho_M = \sigma_S(1 - \Phi)^p + \sigma_M(\Phi)^m \quad (3.31)$$

$$\text{donde} \quad p = \frac{\log(1 - \Phi^m)}{\log(1 - \Phi)} \quad (3.32)$$

siendo σ_S la conductividad de la roca o fase sólida, σ_M la conductividad de la fase fluida (ambas en $S m^{-1}$) y Φ la fracción de fundido. El factor de cementación m se vincula a la permeabilidad o conectividad entre poros, y varía típicamente en el rango 1-2. A menudo este parámetro es desconocido o difícil de estimar con precisión, por lo que los límites superior e inferior de Hashin-Shtrikman (1963) son una alternativa ante este problema, su formulación es la siguiente

$$\sigma_B^+ = \sigma_M \left[1 - \frac{3(1 - \Phi)(\sigma_M - \sigma_S)}{3\sigma_M - \Phi(\sigma_M - \sigma_S)} \right] \quad (3.33)$$

$$\sigma_B^- = \sigma_M \left[1 - \frac{3\Phi(\sigma_M - \sigma_S)}{3\sigma_M + (1 - \Phi)(\sigma_M - \sigma_S)} \right] \quad (3.34)$$

Los límites Hashin-Shtrikman corresponden a los valores máximos y mínimos de resistividad de roca total ante diferentes geometrías de conectividad entre la roca matriz y el fluido: el límite superior σ_B^+ (Ec. 3.33) representa un fundido parcial interconectado, con los componentes sólidos aislados unos de otros, mientras que el límite inferior σ_B^- (Ec. 3.34) modela componentes sólidos en contacto entre sí, aislando el fundido parcial (Yoshino, 2018).

Otras alternativas para calcular la resistividad eléctrica en sistemas mixtos corresponden a los modelos de Waff (1974) y Schmeling (1986), sin embargo, estas opciones son propuestas para geometrías de conectividad muy específicas.

De esta manera, puesto que se conocen los valores de σ_B , obtenidos mediante MT, al incorporar la conductividad eléctrica tanto de la fase sólida como fundida, se puede estimar la fracción de fundido magmático Φ de un reservorio.

Capítulo 4

Metodología

Con la finalidad de identificar y caracterizar estructuras magmáticas bajo el Volcán Osorno, se llevaron a cabo dos campañas de terreno para la adquisición de datos. En éstas se realizaron mediciones de resistividad eléctrica, mediante el método de magnetotélúrica (MT). El detalle de las campañas, el procesamiento de datos y los posteriores procedimientos, son el foco de este capítulo.

4.1. Obtención de datos

4.1.1. Estación MT

Las mediciones fueron realizadas por tres equipos ADU, manufacturados por *Metronix Geophysics*. Dos de las unidades registradoras correspondieron a la versión ADU-07e (ADU-178 y ADU-181), mientras que la tercera a la versión ADU-08e (ADU-010).

Los equipos ADU tienen la capacidad de registrar simultáneamente la variación del campo eléctrico y magnético. Para ello, cuentan con cinco sensores de campo o canales: dos dedicados a las componentes E_x y E_y del campo eléctrico, y tres para la componentes H_x , H_y y H_z del campo magnético. Cabe mencionar que los datos adquiridos fueron proporcionados como series de tiempo en formato ATS (Matzander y Wilde, 2002).

Los instrumentos que se encargaron de medir las fluctuaciones del campo eléctrico correspondieron a cuatro electrodos no polarizables *EFP* – 06, mientras que para el caso del campo magnético se utilizaron tres bobinas de inducción *MFS* – 07(e). La instalación de estos elementos en terreno, en conjunto con la unidad ADU, conforman una estación MT. Su configuración espacial en el sitio de medición se ilustra en la Fig. 4.1

Designando como referencia inicial el centro del sitio de medición, con un primer par de electrodos se formó un dipolo de orientación N-S (E_x), mientras que con el segundo par se formó otro, pero de manera ortogonal al primero, es decir, de orientación W-E (E_y). La

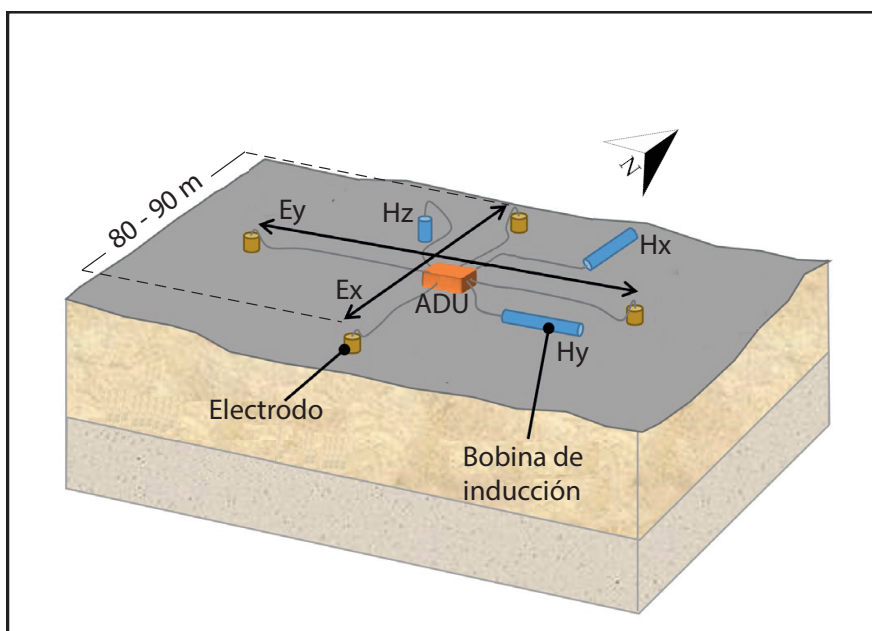


Figura 4.1: Esquema de instalación para estaciones MT. La distancia ideal de los dipolos, tanto en las direcciones N-S como W-E, debe ser de 80 a 90 m.

longitud ideal de los dipolos fue de 90 [m], encontrándose el equipo ADU en la intersección de éstos.

En relación a las bobinas de inducción, éstas se orientaron N-S, W-E y de manera vertical, registrando las variaciones de las componentes H_x , H_y y H_z del campo magnético respectivamente. Como se puede observar en la Fig 4.1, los dipolos dividieron el sitio de medición en cuadrantes: se ubicó entonces una bobina por cuadrante, tratando de maximizar la distancia entre éstas y los demás componentes de la estación, con la finalidad de evitar perturbaciones en la señal a registrar.

Por último, se conectaron al equipo ADU una antena GPS, la cual permitió una sincronización entre estaciones MT para posteriores procesamientos de datos con referencia remota, y un quinto electrodo, que actuó de manera preventiva como conexión a tierra. Cabe mencionar que como fuente de poder, se utilizaron dos baterías de 12 v. Este procedimiento de instalación, fue común para todas las estaciones.

4.1.2. Campañas de terreno

Los datos necesarios para este trabajo se adquirieron mediante dos campañas:

El primer terreno se efectuó entre los días 7-20 de diciembre de 2017. La elección de los sitios de medición se basó en el criterio de que éstos tuvieran una disposición concéntrica con respecto al edificio volcánico. No obstante, las ubicaciones definitivas de algunas estaciones se vieron modificadas debido a dificultades de acceso y/o condiciones climáticas adversas. De esta manera, se lograron establecer 11 estaciones MT (círculos rojos en Fig. 4.2).

El segundo terreno se realizó entre los días 2-13 de noviembre de 2018. En esta campaña se instalaron 5 estaciones MT, situadas principalmente en el flanco gúeste del volcán (círculos azules en Fig. 4.2). La elección de estas localizaciones respondió a zonas de interés preliminares identificadas luego del procesamiento de los datos obtenidos en la primera campaña.

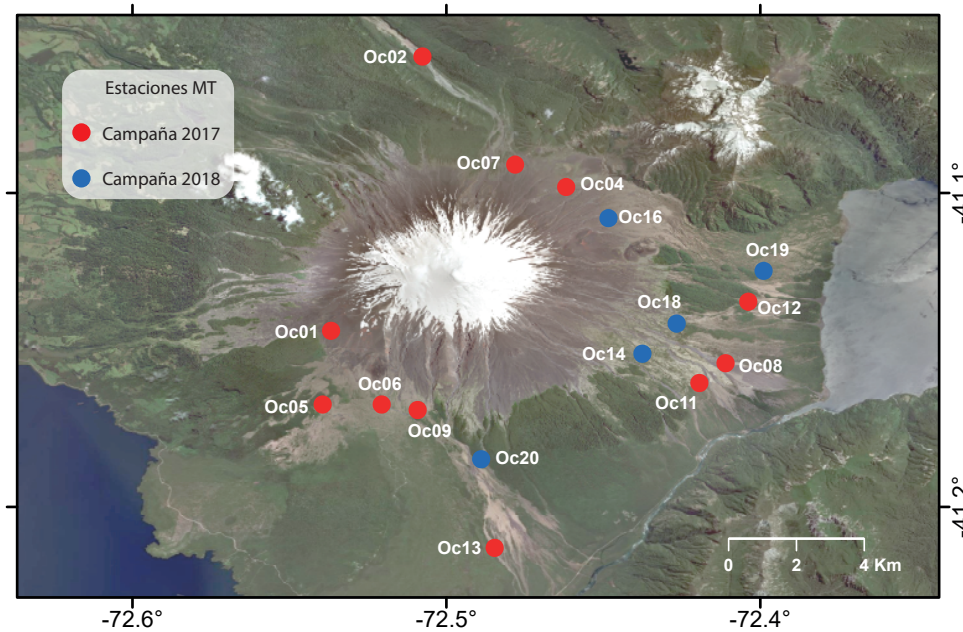


Figura 4.2: Mapa de ubicación de estaciones de MT.

Como norma común en ambas campañas de terreno, se tuvo especial cuidado al momento de designar los sitios definitivos para la instalación de las estaciones MT, evitando en el mayor grado posible no solo el tendido eléctrico (éste genera una señal constante de 50 Hz que contamina el registro de las señales naturales), sino también las calzadas y senderos peatonales.

Con respecto a la configuración para el registro de datos, esta constó de un procedimiento de dos etapas:

La primera parte consistió en una medición de prueba de unos pocos minutos a una tasa de muestreo de 4096 (Hz). Esta evaluación se realizó con la finalidad de detectar de forma temprana problemas en algún canal de medición en caso de que existieran (p. ej. producto de algún sensor mal conectado), o bien, detectar si alguna fuente de ruido local imperaba por sobre la señal natural. Ante este último escenario, la estación MT se trasladó de sitio.

En la segunda etapa se realizó una medición de 30 minutos a una frecuencia de muestreo de 4096 (Hz). Una vez transcurrido este tiempo, se llevó a cabo otra medición, pero a diferencia de la anterior, se cambió la tasa de muestreo a 128 (Hz) y su duración fue de un promedio de 43 horas. De forma adicional, a la última frecuencia se le aplicó un filtro digital de decimación 32x, el cual funcionó de manera simultánea a la adquisición de datos. El filtro permitió la obtención de una tercera serie de tiempo con frecuencia de muestreo de 4 Hz, mediante el registro de solo una de cada 32 muestras.

A pesar de que la instalación y configuración de todas las estaciones MT siguieron un mismo protocolo, las horas en que estuvieron operativas difirieron en cierto grado para algunos sitios (detalle en Tabla 4.01). Esto último se pudo atribuir principalmente a fatiga material por parte de las fuentes de poder.

Estación	Coordenadas		Medición	
	Latitud	Longitud	Fecha Inicio	Duración[h]
OC-01	-41.11993	-72.53065	07-12-2017	40
OC-02	-41.04708	-72.50634	08-12-2017	88
OC-04	-41.08173	-72.46822	10-12-2017	55
OC-05	-41.13946	-72.53288	11-12-2017	39
OC-06	-41.13949	-72.51722	12-12-2017	63
OC-07	-41.07577	-72.48176	13-12-2017	50
OC-08	-41.12853	-72.42587	14-12-2017	55
OC-09	-41.14095	-72.5076	15-12-2017	65
OC-11	-41.13376	-72.4328	19-12-2017	44
OC-12	-41.11214	-72.41985	19-12-2017	41
OC-13	-41.17755	-72.48719	20-12-2017	27
OC-14	-41.12635	-72.4478	02-11-2018	33
OC-16	-41.08982	-72.45668	07-11-2018	38
OC-18	-41.11761	-72.43886	10-11-2018	12
OC-19	-41.1036	-72.41577	12-11-2018	32
OC-20	-41.15392	-72.49076	13-11-2018	17

Tabla 4.1: Detalle de coordenadas y tiempo operativo de las estaciones MT instaladas durante las campañas de terreno en 2017 y 2018.

4.2. Procesamiento

Una vez culminada la etapa de adquisición de datos, frecuentemente es menester remover la influencia no deseada de señales culturales o de fenómenos inductivos locales (referidos en general como ruido), permitiendo de esta manera, determinar las funciones de transferencia. En acuerdo con la literatura, se denomina procesamiento de datos a estas series de acciones.

4.2.1. Procesamiento individual de estación

Como se mencionó en la sección anterior, los datos registrados por la estación MT fueron proporcionados como series de tiempo. Éstas consistieron en el registro de las fluctuaciones del campo eléctrico y magnético por componentes a lo largo del tiempo, cuya visualización corresponde a la Fig. 4.3.

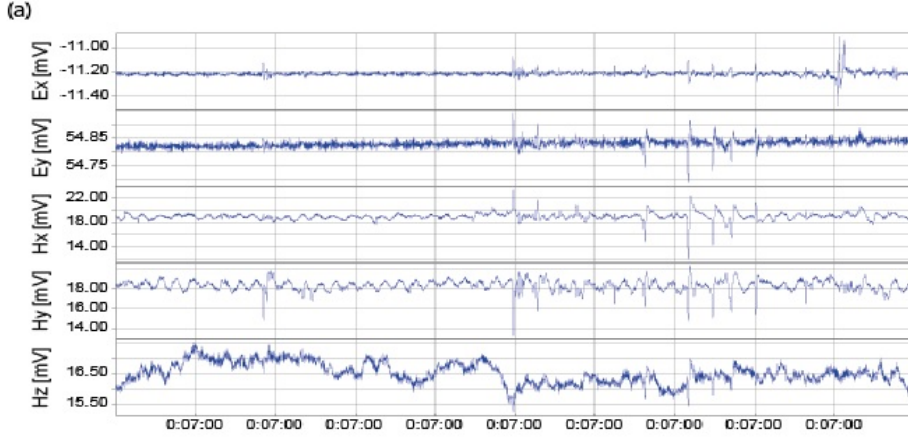


Figura 4.3: Visualización de las series de tiempo registradas por las unidades ADU.

Puesto que es significativamente más intuitivo el trabajar con funciones de transferencia frente a series de tiempo, estas últimas son transformadas al dominio de la frecuencia. Recordando la ecuación 3.17, la expansión lineal de esta se puede expresar como:

$$\mathbf{E}_x(\omega) = \mathbf{Z}_{xx}(\omega)\mathbf{H}_x(\omega) + \mathbf{Z}_{xy}(\omega)\mathbf{H}_y(\omega) \quad (4.1)$$

$$\mathbf{E}_y(\omega) = \mathbf{Z}_{yx}(\omega)\mathbf{H}_x(\omega) + \mathbf{Z}_{yy}(\omega)\mathbf{H}_y(\omega) \quad (4.2)$$

Por su parte, la expansión lineal de la función de transferencia magnética se puede escribir como:

$$\mathbf{H}_z(\omega) = \mathbf{W}_{zx}(\omega)\mathbf{H}_x(\omega) + \mathbf{W}_{zy}(\omega)\mathbf{H}_y(\omega) \quad (4.3)$$

Debe ser notado que en la práctica, las relaciones lineales entre las componentes del campo electromagnético, expresadas en forma matemática mediante las ecuaciones anteriores, no son perfectas sino más bien aproximaciones. Entonces, se torna necesario agregar un término vinculado al error de medición, el cual proviene aparentemente de dos fuentes, 1) ruido en las mediciones producto de mal funcionamiento instrumental, o proximidad a fuentes que puedan contaminar la señal natural, y 2) comportamiento de las fuentes de campo electromagnético natural diferente al supuesto de ondas planas. De esta forma, las ecuaciones del tensor impedancia pueden ser reescritas como:

$$\mathbf{E}_x(\omega) = \mathbf{Z}_{xx}(\omega)\mathbf{H}_x(\omega) + \mathbf{Z}_{xy}(\omega)\mathbf{H}_y(\omega) + r_x \quad (4.4)$$

$$\mathbf{E}_y(\omega) = \mathbf{Z}_{yx}(\omega)\mathbf{H}_x(\omega) + \mathbf{Z}_{yy}(\omega)\mathbf{H}_y(\omega) + r_y \quad (4.5)$$

Donde r_x y r_y son las funciones error correspondientes (ruido residual o no correlacionado). Establecer una correlación lineal entre diferentes variables obtenidas de forma experimental en constante presencia de ruido significativo, se trata entonces como un problema esencialmente estadístico.

Las técnicas de Mínimos cuadrados (*Least-square*) y Procesamiento robusto (*Robust processing*) son dos de los métodos estadísticos más comúnmente utilizados para eliminar el ruido de los datos y definir los parámetros buscados. Para que el método de mínimos cuadrados entregue los mejores estimadores, las componentes de la función error deben seguir una distribución Gaussiana, condición que no siempre se cumple en la práctica. El uso de MinCuad ignorando esta limitación se traduce en resultados de confiabilidad inaceptables.

Para el tratamiento de los datos se utilizó el método de Procesamiento robusto, desarrollado por Egbert y Booker (1986). Esta técnica ofrece una alternativa con base estadística para eliminar aquellos puntos cuyo error excede en varias desviaciones estándar al valor predicho. Consiste en un algoritmo que de manera iterativa (basado en la regresión *M-estimate* de Huber (1981)), va asignando cada vez menos peso a los datos en la medida que éstos se alejen más de la distribución normal de error, adquiriendo de esta forma, una considerable menor influencia en la estimación final de los parámetros.

Los resultados producto del procesamiento mediante esta técnica fueron entregados en archivos de formato ZSS, los cuales contienen, entre otros, los vectores asociados al tensor de impedancia y función de transferencia magnética por cada periodo de medición.

4.2.2. Referencia remota

El método de Referencia remota (Gamble et al., 1979) requiere de la instalación de un magnetómetro en un sitio apartado (remoto), escogido de manera tal que asegure una buena calidad de datos. Este sensor debe estar alejado a una distancia típica de unos pocos kilómetros de la estación principal (base), y deben estar operativos simultáneamente, mediante una previa sincronización vía GPS.

El principio de esta técnica se fundamenta en que la señal magnética natural se puede considerar como coherente en una área espacial significativa, mientras que el ruido se caracteriza como incoherente y aleatorio, sujeto al entorno local de medición. De esta manera, el ruido que no tiene correlación alguna entre los sitios se remueve de la mediciones registradas por la estación base.

Cabe mencionar que el código de Procesamiento robusto permitió la incorporación de referencias remotas en los casos pertinentes. En la figura 4.4 se puede observar una mejora considerable en las curvas de resistividad aparente de las componentes Z_{xy} y Z_{yx} del tensor de impedancia, producto del procesamiento utilizando Referencia remota, frente a la misma estación tratada solo mediante Procesamiento Robusto.

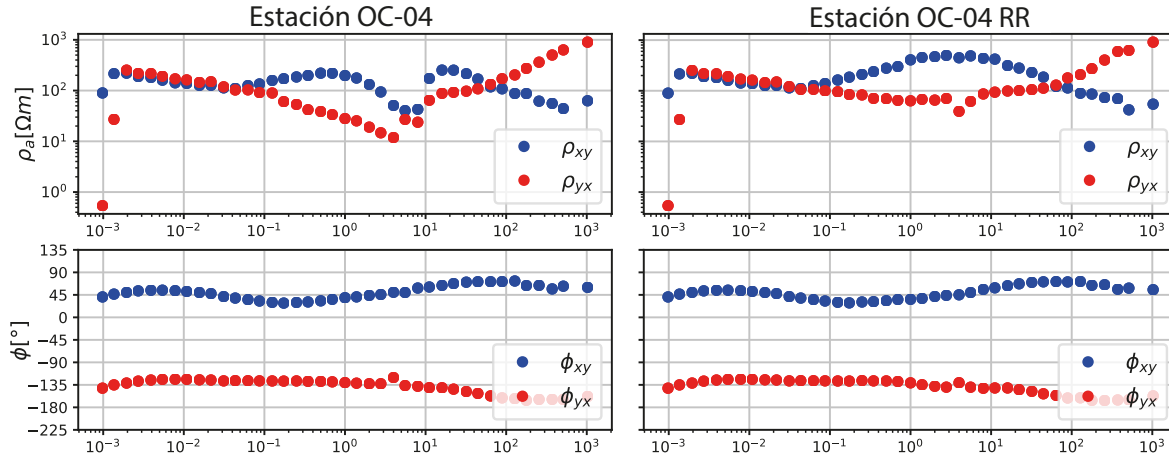


Figura 4.4: Comparación de curvas de resistividad aparente y fase de Estación OC-04, obtenidas mediante procesamiento con referencia remota a la derecha (RR), y sin ella a la izquierda (SS). Notar que la mejora en la tendencia de los datos se produce entre los periodos $10^0 - 10^1$ s, segmento referido como banda muerta de medición.

4.3. Parámetros dimensionales

Si bien el comportamiento de las componentes del tensor de impedancia permite tener una primera noción concerniente al tipo de medio bajo investigación (Sección 3.1.4), en la práctica éste de forma directa no es comúnmente utilizado, dando paso a los denominados parámetros de dimensionalidad. La finalidad de estos últimos no es solo inferir la presencia de anomalías, con sus respectivas estimaciones de dimensiones y localizaciones, sino también su comportamiento a lo largo de los sucesivos periodos de medición (asociado a mayor profundidad). En este trabajo los parámetros de vectores de inducción y tensor de fase fueron utilizados para el análisis dimensional.

4.3.1. Vectores de inducción

En regiones con estructuras geo-eléctricas horizontalmente no homogéneas, el campo magnético \mathbf{H} tendrá una componente vertical no despreciable, elemento fundamental para determinar los vectores de inducción.

De acuerdo a la ecuación 4.3, se puede observar como la función de transferencia magnética relaciona, de manera lineal, la componente vertical \mathbf{H}_z con las demás componentes horizontales del mismo campo mediante el término \mathbf{W} , también referido como *tipper* (Brasse et al., 2009). Este último se puede representar como:

$$\mathbf{W}(w) = W_{zx}(w)\mathbf{d}_x + W_{zy}(w)\mathbf{d}_y \quad (4.6)$$

Puesto que \mathbf{W} es un valor complejo, sus partes reales e imaginarias se pueden reescribir en forma de vector como

$$\vec{P}(w) = \text{Re}\{W_{zx}(w)d_x\} + \text{Re}\{W_{zy}(w)d_y\} \quad (4.7)$$

$$\vec{Q}(w) = \text{Im}\{W_{zx}(w)d_x\} + \text{Im}\{W_{zy}(w)d_y\} \quad (4.8)$$

donde d_x y d_y son los vectores unitarios en las direcciones x e y respectivamente, mientras que \vec{P} y \vec{Q} corresponden a los vectores de inducción. De acuerdo a la convención de Wiese (Wiese, 1962), al plotear el vector real de inducción en un mapa, si éste se encuentra en presencia de una anomalía bidimensional apuntará en el sentido opuesto a las zonas de alta conductividad.

4.3.2. Tensor de fase

Durante las campañas MT, es probable encontrar de forma somera ciertos cuerpos heterogéneos, de pequeñas dimensiones, que pueden distorsionar la respuesta electromagnética de anomalías de interés más profundas. Este fenómeno es referido como *static shift*, cuyo efecto se puede visualizar en un desacople de las curvas de resistividad aparente en las frecuencias más altas de medición. Por otra parte, las curvas de fase se mantienen inalteradas.

La fase de un número complejo se define como la razón entre su parte real e imaginaria. Esta relación puede ser generalizada en forma de tensor o matriz compleja, en base a la cual Caldwell et al. (2004) definieron el tensor de fase como

$$\Phi = \mathbf{X}^{-1}\mathbf{Y} \quad (4.9)$$

donde \mathbf{X} e \mathbf{Y} corresponden respectivamente a las partes real e imaginaria de las diferentes componentes del tensor de impedancia. En un sistema cartesiano de coordenadas, el tensor de fase Φ se puede representar por medio de la matriz

$$\begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad (4.10)$$

siendo $\det(X) = R_{xx}R_{yy} - R_{xy}R_{yx}$ el determinante de R . La representación gráfica del tensor de fase como una elipse se ilustra en la siguiente figura

Los elementos que definen la elipse corresponden a sus ejes mayores y menores, los cuales describen los ejes principales y valores del tensor, y su orientación dada por el ángulo $(\alpha - \beta)$. La obtención de estos parámetros se detalla en el Apéndice B.

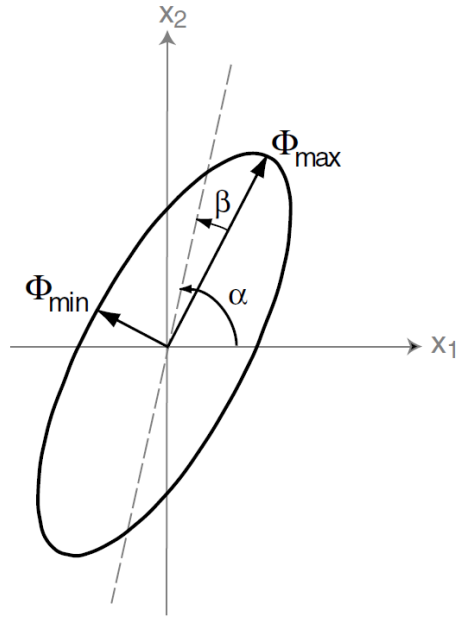


Figura 4.5: Tensor de fase

En situaciones homogéneas unidimensionales, el tensor de fase es representado por un círculo a lo largo de los periodos, cuyo radio depende de la variación de conductividad con la profundidad. En los casos 2-D a 3-D, la excentricidad de la elipse es un indicador de la heterogeneidad del medio, mientras que la orientación de sus ejes refleja la dirección de *strike* geo-eléctrico dominante.

4.4. Modelo de Inversión MT-3D

Estimar un modelo espacial de resistividad 3D en función de la profundidad a partir de los datos observados de resistividad eléctrica en función del periodo, se puede lograr a través de modelamiento directo o inverso (en inglés, *forward or inverse modelling*). El método inverso es un proceso iterativo, cuyo fin último es conseguir una distribución espacial de resistividad que genere la respuesta más cercana a los datos observados.

En este trabajo se utilizó el software ModEM (Egbert and Kelbert, 2012), el cual tiene incorporado un esquema de paralelización que permite una reducción del tiempo de procesamiento de hasta 12 veces con respecto a algoritmos que carecen de este esquema (Meqbel, 2009). ModEM opera de acuerdo a dos directrices: 1) Resolución de las ecuaciones de Maxwell (Ecs. 3.8 a 3.11 mediante el método numérico de diferencias finitas; 2) Determinación de la solución que minimice el problema inverso utilizando gradiente conjugado no lineal (NLCG).

La formulación del problema inverso se puede describir de la siguiente manera (Tietze, 2012; Araya, 2016):

Comenzando con la Ec. 4.11, donde \mathbf{d} es el vector de datos obtenidos cuando el operador directo \mathbf{f} actúa sobre los parámetros del modelo \mathbf{m} . De acuerdo a lo anterior, la expresión $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ corresponde a la respuesta *forward* del modelo.

$$\mathbf{d} = \mathbf{f}(\mathbf{m}) \quad (4.11)$$

El algoritmo ModEM busca entonces minimizar la función objetivo Ψ con respecto a los parámetros del modelo \mathbf{m} (4.12).

$$\Psi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) \quad (4.12)$$

siendo \mathbf{C}_d la covariancia del error de los datos. La expresión a la derecha de la igualdad anterior se denomina *data misfit*, ésta equivale al desajuste o diferencia entre los datos observados y la respuesta del modelo *forward*.

Debido a que el problema inverso se considera sub-determinado, es decir, la cantidad de parámetros desconocidos del modelo supera en exceso los puntos conocidos medidos, a la ecuación 4.12 se debe agregar el término de regularización (Ec. 4.13)

$$(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (4.13)$$

el cual no solo contribuye a la estabilización de la solución del problema en curso, sino también a reducir el número de posibles modelos que expliquen los datos. Resulta entonces

$$\Psi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (4.14)$$

donde \mathbf{m}_0 corresponde a los parámetros *a priori* del modelo, mientras que \mathbf{C}_m es la covarianza de este último, encargada de describir la suavidad del modelo. Al término λ se le denomina parámetro *trade-off*, el cual determina el balance entre la suavidad del modelo y el ajuste de los datos. De esta manera, las soluciones que difieren significativamente del modelo *a priori* y/o carecen de suavidad, son desechadas por efecto del término de regularización λ .

El proceso de encontrar el mínimo de la función objetivo Ψ se puede secuenciar en dos etapas realizadas por cada iteración:

- Primero, el algoritmo NLCG busca el mayor gradiente de Ψ con respecto a variaciones en m , con la finalidad de encontrar la dirección local en la cual Ψ disminuya más rápidamente.
- Segundo, el mismo algoritmo determina un tamaño de paso de búsqueda tal que reduzca Ψ a lo largo de la dirección local previamente fijada en un determinado valor. Esto permite encontrar un mínimo local de Ψ en la dirección de búsqueda.

Este proceso se repite hasta que la inversión alcanza un criterio de término, el cual puede ser un mínimo *data misfit*, un mínimo Ψ o bien el número máximo de iteraciones. En ModEM, el *data misfit* se calcula de acuerdo al valor global de *Root Mean Square* (R.M.S.):

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \left(\frac{d_{obs,k} - d_{mod,k}}{e_k} \right)^2} \quad (4.15)$$

donde N es el número de todos los datos, $d_{obs,k}$ los datos observados, $d_{mod,k}$ los datos calculados (respues del modelo) y e_k el error asociado a los datos.

Capítulo 5

Resultados

Se presentan los productos del procesamiento de datos MT, correspondiendo estos a: 1) las curvas de resistividad aparente y fase; 2) los parámetros de dimensionalidad; y 3) los modelos de inversión 3D.

5.1. Curvas de resistividad aparente y fase

La figura 5.1 representa una muestra de las curvas de resistividad aparente y fase obtenidas para todos los sitios. A modo de ejemplo, en esta imagen se ilustran las curvas correspondientes a la estación OC-02, en la cual se puede apreciar una buena calidad de datos, manifestada mediante mediciones sin barras de error distinguibles, y una leve discontinuidad en torno a la banda muerta.

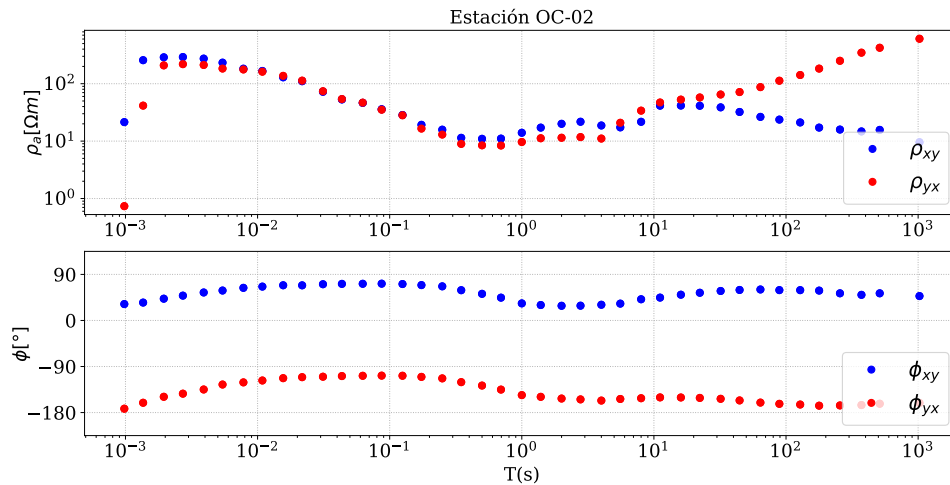


Figura 5.1: Curvas de resistividad aparente y fase para la estación OC-02. A pesar de la buena calidad del registro, se puede apreciar como las primeras frecuencias de medición se ven afectadas por *static shift*.

Se puede observar además, que en el gráfico superior de la imagen 5.1 ambas componentes del tensor se comportan de manera muy similar hasta un periodo cercano a los 10(s), indicando hasta ese punto un medio con características casi unidimensionales, es decir, variación de la resistividad eléctrica solo en la dirección vertical. Para periodos mayores a 10(s), las componentes del tensor se desacoplan sustancialmente, evidenciando una variación de resistividad también en las direcciones horizontales.

Otro set de curvas corresponde a la figura 5.2, gráfico obtenido para la estación OC-20, en la cual se puede observar un registro menos continuo en la curva de resistividad aparente en torno al periodo 1(s), disminución en la calidad de datos atribuible al efecto banda muerta. A diferencia de la estación OC-02, en el gráfico de resistividad aparente las componentes del tensor de fase muestran un comportamiento desacoplado a partir de periodos mucho más bajos, lo que refleja un cambio en la dimensionalidad del medio a profundidades más someras con respecto a la situación observada para OC-02.

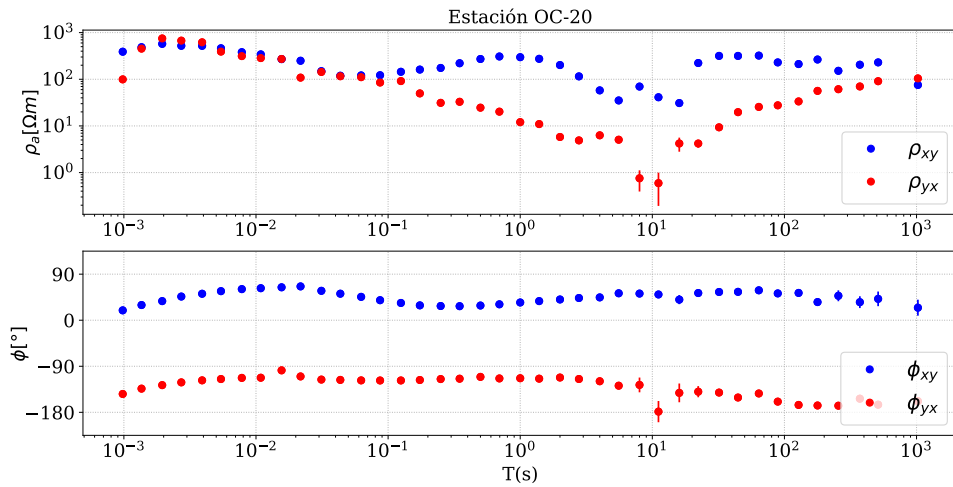


Figura 5.2: Curvas de resistividad aparente y fase para la estación OC-20. Registro de buena calidad, salvo por *static shift* para la primera frecuencia de medición y por una pérdida en la continuidad de la tendencia de los datos en los periodos en torno a 1(s).

En las figuras anteriores se puede observar *static shift* en los periodos iniciales de medición, fenómeno presente en la mayoría de los sitios de medición. En términos generales, los valores de resistividad para las frecuencias de medición más altas (≈ 4096 Hz) bordean los 200-300 Ωm para gran parte de las estaciones. Los sitios no incluidos en el grupo anterior comienzan su registro con valores desde 500 hasta 700 Ωm . Esta diferencia podría estar estrechamente vinculada a la unidad geológica dominante en el lugar de instalación, donde los valores más altos frecuentemente se presentan en sectores con afloramientos de lavas, o bien en lugares aledaños a éstos.

5.2. Análisis dimensional

5.2.1. Tensor de fase

Las figuras 5.3 a 5.5 corresponden al tensor de fase por estación para diferentes periodos de medición. El color de las elipses varía de acuerdo a ϕ_{min} , parámetro que refleja el gradiente de conductividad vertical, donde valores superiores a 45° son indicadores de un incremento en la conductividad a medida que aumenta la profundidad.

Para los primeros periodos, comprendidos entre 0.00098(s) y 0.00195(s) las elipses tienen bajo a medio grado de excentricidad, lo que implica que a estas profundidades más bien superficiales, el medio tiene un comportamiento aproximadamente homogéneo, mientras que los valores de ϕ_{min} no superan los 45° . A medida que los periodos van aumentando, hasta llegar a los 0.03125(s) (Fig. 5.3), las elipses del flanco NE del volcán y en particular las del S-SW, comienzan a presentar tonalidad más cálidas, indicadores de que a profundidades someras existe una transición localizada a medios más conductores, en conjunto con un aumento progresivo de la excentricidad de las mismas. Por otra parte, las elipses más próximas al borde occidental del lago Todos los Santos (G1), mantienen valores de ϕ_{min} sobre los 45° a lo largo de estos periodos.

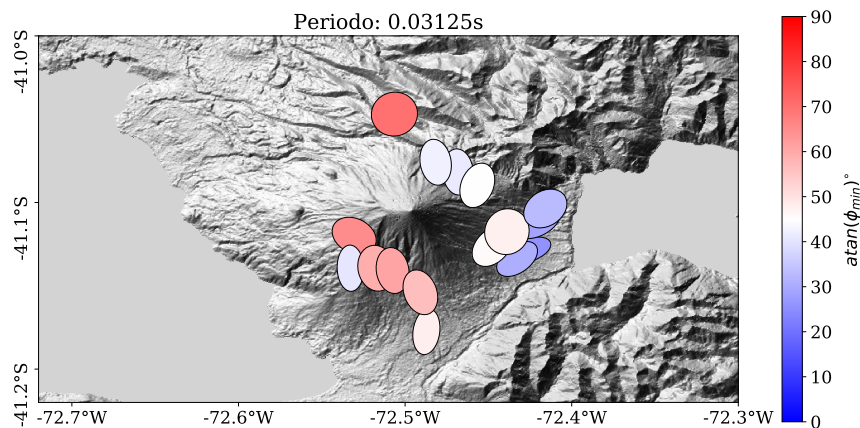


Figura 5.3: Tensor de fase para periodo 0.03125(s). La escala de color indica el valor de ϕ_{min} .

Desde los periodos 0.125(s) a 0.347(s) el comportamiento de las elipses es similar en cuanto al rango promedio de ϕ_{min} , con valores que no superan los 45° . No obstante, se observan dos tendencias con respecto a su forma: el grupo de elipses G1 tiene baja a media excentricidad, mientras que el resto de las elipses presenta alto grado de ésta. A partir del periodo 0.5(s), los valores de ϕ_{min} del grupo G1 comienzan a superar los 45° , característica que se mantiene hasta periodos de 2.8(s), indicando un incremento de la conductividad a profundidades intermedias (Fig. 5.4).

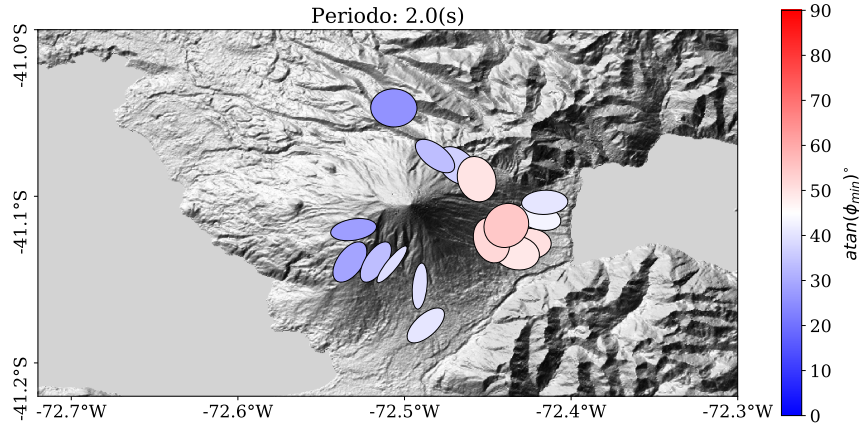


Figura 5.4: Tensor de fase para periodo 2(s). Se observan variaciones tanto en la forma de las elipses como en los colores de éstas. La escala de color indica el valor de ϕ_{min} .

En los periodos posteriores a 2.8(s), nuevamente valores de ϕ_{min} bajo los 45° predominan en el área y a partir del periodo 22(s) las elipses adquieren elevado grado de excentricidad, característica que se mantiene a lo largo de los periodos, siendo estos indicadores de un medio heterogéneo con carácter general resistivo a mayores profundidades. En torno al periodo 256(s) se observa que las elipses toman una orientación común E-W, situación particular que se repite en los periodos posteriores (Fig. 5.5).

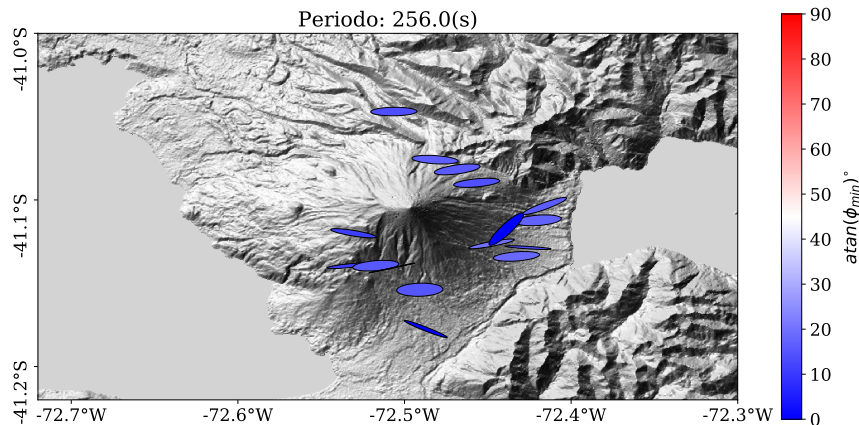


Figura 5.5: Tensor de fase para periodo 0.03125(s). Notar la alta excentricidad de las elipses junto a una marcada tendencia en su orientación, en su totalidad presentan colores fríos. La escala de color indica el valor de ϕ_{min} .

5.2.2. Vectores de inducción

Las figuras 5.6 a 5.8 corresponden a los vectores de inducción por estación para diferentes periodos de medición. En las imágenes, la magnitud de estos vectores es proporcional a la fuerza del conductor sub-superficial, el cual da origen al campo magnético vertical inducido (Jones y Price, 1970).

Los vectores de inducción muestran un comportamiento común para los periodos más bajos, comprendidos entre 0.00098(s) y 0.08695(s), el cual corresponde a apuntar en sentido radial divergente con respecto al edificio volcánico. En la figura 5.6 se puede apreciar esta disposición de las flechas. Con respecto a la magnitud, para los periodos iniciales ésta tiene valores promedio cercanos a 0.3, con un ligero aumento una vez alcanzado el periodo 0.08695(s).

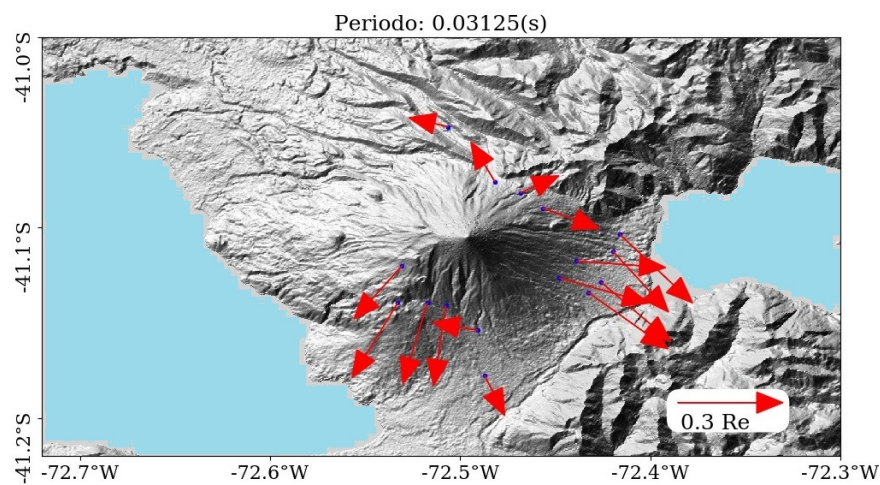


Figura 5.6: Vectores de inducción para periodo 0.03125(s). Los vectores apuntan en el sentido que los aleje de los conductores, de acuerdo a Wiese ((1962)).

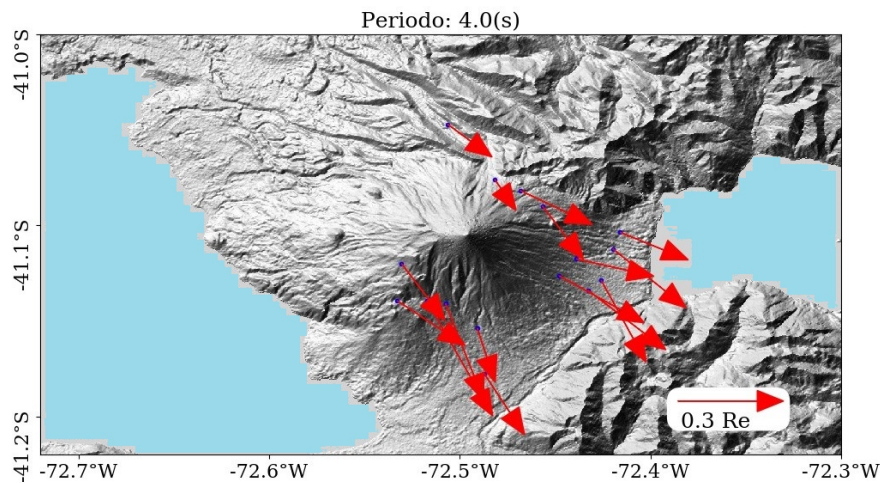


Figura 5.7: Vectores de inducción para periodo 4(s). Los vectores apuntan en el sentido que los aleje de los conductores, de acuerdo a Wiese ((1962)).

Para los periodos intermedios siguientes, la magnitud de los vectores comienza a aumentar paulatinamente hasta el periodo 0.5(s), superando las 0.3 unidades. En las figuras siguientes, se observa como la magnitud decrece progresivamente para todos los sitios, alcanzando valores ligeramente inferiores a 0.3 en el periodo 6.0(s). Simultáneamente, el sentido de las flechas abandona el patrón radial divergente característico de los periodos bajos y va adquiriendo una orientación común en casi todos los sitios, apuntando hacia el SE. En la figura 5.7 se puede apreciar este comportamiento para el periodo 4.0(s).

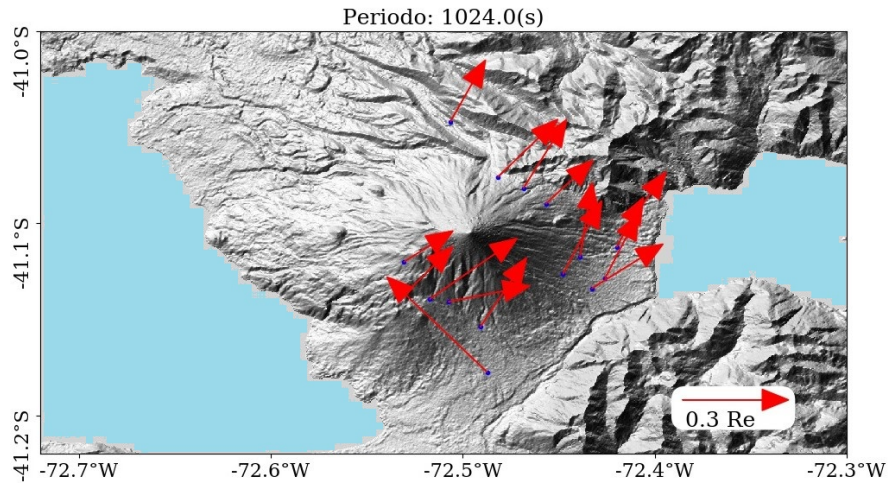


Figura 5.8: Vectores de inducción para periodo 1024(s). Con excepción de la estación ubicada más al sur, se observa una tendencia en el sentido de los vectores. Éstos apuntan en el sentido que los aleje de los conductores, de acuerdo a Wiese ((1962)).

A partir del periodo 22(s) se observa que el sentido de los vectores varía de acuerdo a una rotación antihoraria: éstos comienzan apuntando hacia el SE, y para el periodo 256(s) ya se encuentran con una clara tendencia apuntando hacia el NE. Durante este intervalo, la magnitud de las flechas no supera el valor 0.3.

Finalmente, los vectores de periodos finales mantienen la misma orientación anterior, es decir, apuntando hacia el NE. Esto se ilustra en la figura 5.8 para el periodo 1024(s), donde la única excepción corresponde a la estación OC-13. Este comportamiento contrario a la marcada tendencia general se debe a que por alguna razón no conocida, la estación dejó de funcionar correctamente tiempo después de su instalación, lo que afectó de sobremanera la calidad de los datos para periodos altos.

5.3. Modelos de inversión 3D

Debido a que el área de investigación corresponde a un volcán y sus alrededores, no solo se tiene una situación topográfica particular, sino que además las estaciones fueron instaladas a diferentes alturas con respecto al nivel del mar. En acuerdo con lo anteriormente expuesto, se incluyó la topografía local (SRTM de resolución espacial de 30m) en los modelos iniciales de todas las inversiones. Esta elección se respalda en investigaciones de MT efectuadas en otras regiones volcánicas, las cuales consideran necesario su uso para obtener mejores ajustes,

particularmente en estaciones próximas a desniveles topográficos considerables (Díaz, 2011; Mancini, 2018).

5.3.1. Modelo Osorno 1 (MO-1)

Este grupo de inversiones se realizaron con los datos obtenidos durante la primera campaña de terreno. Con el fin de obtener la discretización óptima del área, se probaron diferentes combinaciones de tamaño y cantidad de celdas, siendo la opción preferida una grilla de 82 x 64 x 129 bloques en las direcciones X, Y y Z respectivamente. Las dimensiones de las celdas centrales del modelo corresponden a bloques de 300 x 300 m en el plano horizontal y 40 m de alto. Cabe mencionar, que para las secciones superiores (capas de aire y cotas máximas del volcán), se modificó el alto de las celdas a 60 m.

Como modelo inicial para la inversión, se utilizó un semi-espacio homogéneo de resistividad 500 Ωm . Además, se fijó un piso de error de 5% para las componentes $\rho_{xy} - \rho_{yx}$ y de 10% para las componentes $\rho_{xx} - \rho_{yy}$ del tensor de impedancia.

A pesar de que se realizaron múltiples inversiones, el tipper nunca alcanzó un buen grado de ajuste en ellas, por lo que no se consideró para el modelo final de este grupo. Esto se puede deber a la combinación de un medio altamente heterogéneo, particularmente para los periodos bajos, sumado a una excesiva simplificación de la verdadera topografía del volcán.

El modelo final de este grupo MO-1 se obtuvo luego de 137 iteraciones, alcanzando un valor RMS de 2.94. Diferentes secciones de este resultado se ilustran en las figuras 5.9 y 5.10, en las cuales se distinguen tres anomalía conductoras próximas al edificio volcánico:

- **S1** Conjunto de cuerpos conductores de dimensiones menores identificados en y bajo los primeros kilómetros del volcán.
- **S2** Estructura de geometría horizontal, ubicada en el extremo este del volcán a profundidades inferiores a 1 km.
- **C1** Anomalía de extensión mayor, cuyo techo se encuentra directamente bajo el edificio volcánico a ≈ 3 km de prof. La extensión horizontal de este cuerpo es hacia la oriente, mientras que en la dirección vertical alcanza profundidades de al menos 16 km.

La sección en planta de MO-1 para una profundidad de 10 km (5.9) permite apreciar que sólo una porción de la anomalía C1 reside bajo la mitad oriental del volcán, extendiéndose principalmente en dirección hacia el lago Todos los Santos. Notar además, que la inversión señala otra estructura conductora en el extremo sur-oriental del área, cuya interpretación será discutida en la sección 6.1.2. Ambos cuerpos tienen resistividades mínimos en torno a 20-30 Ωm

El perfil W-E de MO-1 (Fig. 5.10) deja en evidencia la geometría planar de S2, donde se puede observar su extensión hacia el lago y de forma paralela a éste. También es posible apreciar la localización confinada de S1 con respecto al edificio volcánico, y las considerables dimensiones tanto horizontales como verticales de C1.

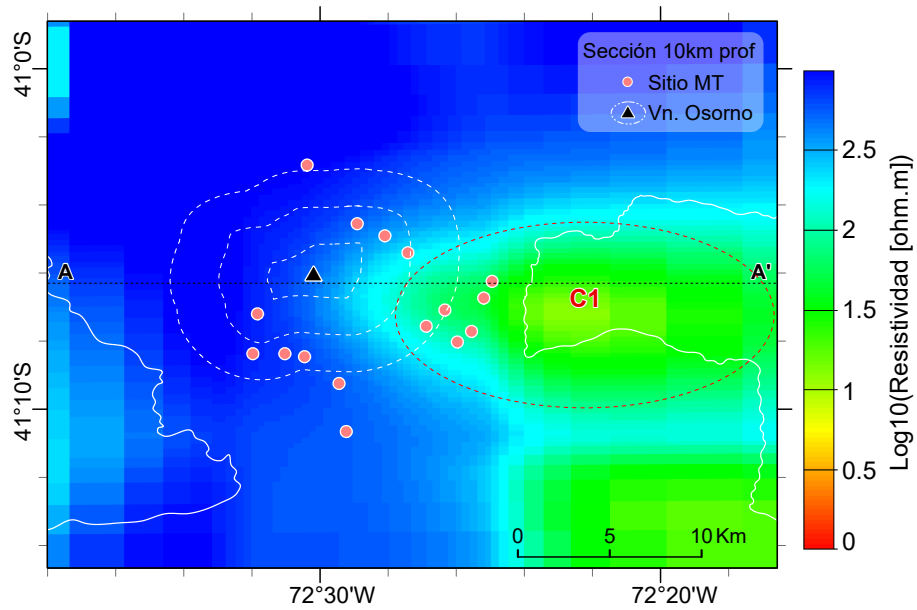


Figura 5.9: Sección en planta de la inversión MO-1 para una profundidad de 10 km. La línea negra segmentada A-A' corresponde a la sección transversal de la figura 5.10. Las líneas continuas de color blanco representan el borde de los lagos del área.

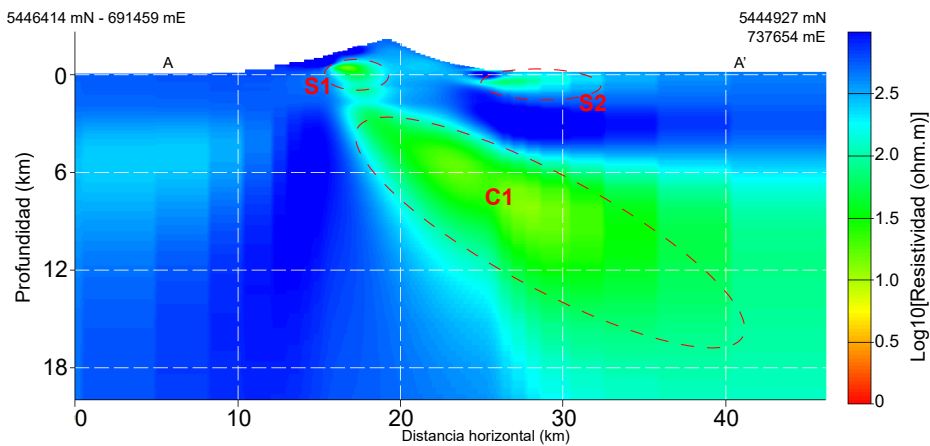


Figura 5.10: Sección transversal W-E de MO-1. Se observa la extensión en profundidad las tres anomalías principales indicadas por el modelo de inversión 3D.

5.3.2. Modelo Osorno 2 (MO-2)

Este conjunto de inversiones se obtuvieron a partir de todos los datos adquiridos durante ambas campañas de medición. Debido a que la principal anomalía identificada en el grupo de inversiones anteriores (C1) muestra una extensión hacia el este bajo el lago Todos los Santos, parte importante de las estaciones de la segunda campaña de terreno fueron instaladas entre el flanco este del volcán y el borde occidental del lago, con la finalidad de tener una red más densa de mediciones en el sector y mejorar la delimitación espacial de esta estructura.

La grilla escogida para las inversiones de este grupo constó de 82 x 64 x 121 bloques en las direcciones X, Y y Z respectivamente. Las dimensiones de las celdas centrales se mantuvieron, no obstante, a diferencia de la discretización utilizada para MO-1, en esta fueron consideradas celdas de espesor 400 m para las secciones superiores del modelo (correspondientes a capas de aire y las cotas superiores del volcán).

El modelo inicial correspondió a un semi-espacio homogéneo de resistividad 500 Ωm . Se utilizó un piso de error de 5 % para las componentes $\rho_{xy} - \rho_{yx}$ y de 10 % para las componentes $\rho_{xx} - \rho_{yy}$ del tensor de impedancia. Debido a las mismas razones que en MO-1, el tipper no fue considerado para las inversiones.

El resultado preferido para este grupo de inversiones corresponde al modelo MO-2, el cual obtuvo un RMS de 2.83 una vez finalizada la iteración 65. Una comparación de las curvas de resistividad aparente y fase entre los datos medidos y la respuesta de MO-2 para algunas estaciones, se ilustra en la figura 5.11, en la cual se puede apreciar un buen ajuste para periodos bajos a intermedios. Se observa además, un cierto grado de desajuste en los periodos finales.

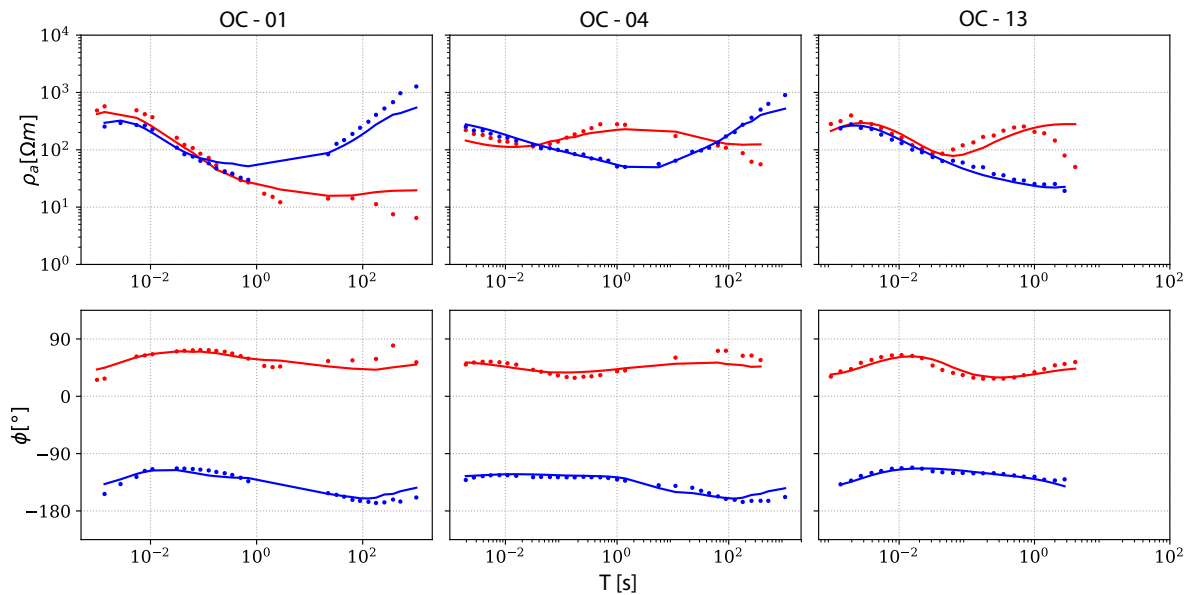


Figura 5.11: Comparación de curvas de resistividad aparente y fase entre los datos medidos y la respuesta del modelo MO-2.

En la figura 5.12 se muestra la distribución del grupo de anomalías S1 mediante una sección en planta para una altitud de 0 m con respecto al nivel del mar. Se observa que éstas se encuentran restringidas de manera espacial al edificio volcánico. Los principales cuerpos conductores se observan en el flanco SW y en la ladera este del volcán, alcanzando resistividades en torno a los $20 \Omega m$.

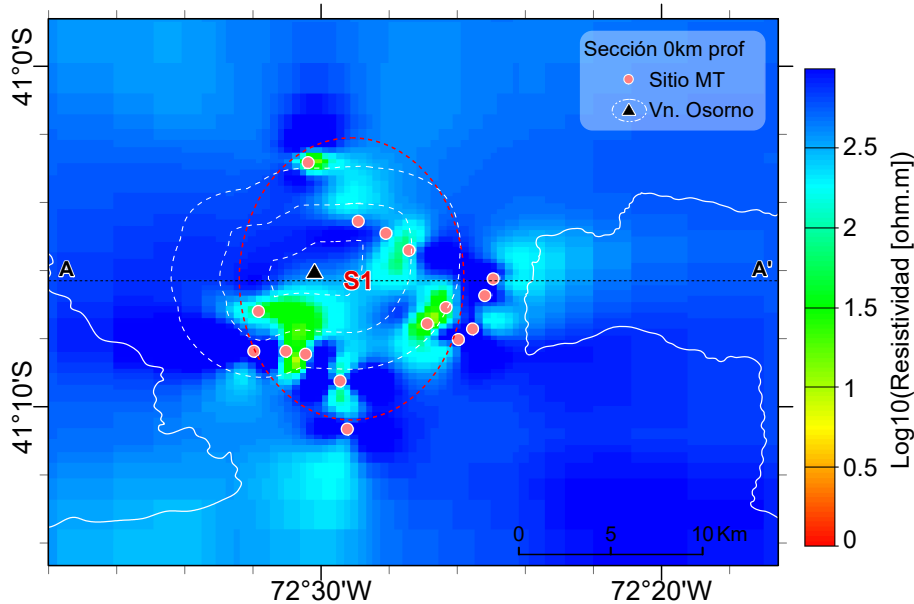


Figura 5.12: Sección en planta de la inversión MO-2 para una profundidad de 0 km. La línea negra segmentada A-A' corresponde a la sección transversal de las figuras 5.14 a 5.17. Las líneas continuas de color blanco representan el borde de los lagos del área.

Se puede observar la extensión superficial de C1 mediante una sección horizontal para una profundidad de 10 km, ilustrada en la figura 5.13. A diferencia del modelo anterior MO-1, en esta inversión el área ocupada por la estructura C1 es más acotada. Esto se evidencia primero en su borde occidental, ya que no se encuentra bajo el flanco oriente del volcán, sino bajo el lago Todos los Santos y segundo en que prácticamente la totalidad de C1 se localiza bajo el mismo cuerpo de agua. Además, en esta sección se puede apreciar que en cada uno de los cuatro vértices del área, el modelo MO-2 señala la presencia de un cuerpo conductor, cuyos valores de resistividad son semejantes a los de C1.

EL perfil W-E de MO-2 (Fig. 5.14), permite apreciar además en las anomalías identificadas:

- **S1** Leve disminución en la dimensiones de las estructuras y cambio en las profundidades máximas alcanzadas por éstos, donde las bases de estos cuerpos no superan los 1000 - 1200 m de profundidad.
- **S2** Ausencia de este cuerpo. Al incorporar más estaciones próximas al borde occidental del lago, esta estructura ya no es necesaria para explicar la totalidad de los datos medidos, siendo su ausencia un factor común de las inversiones de este grupo.
- **C1** división de esta anomalía en dos cuerpos conductores

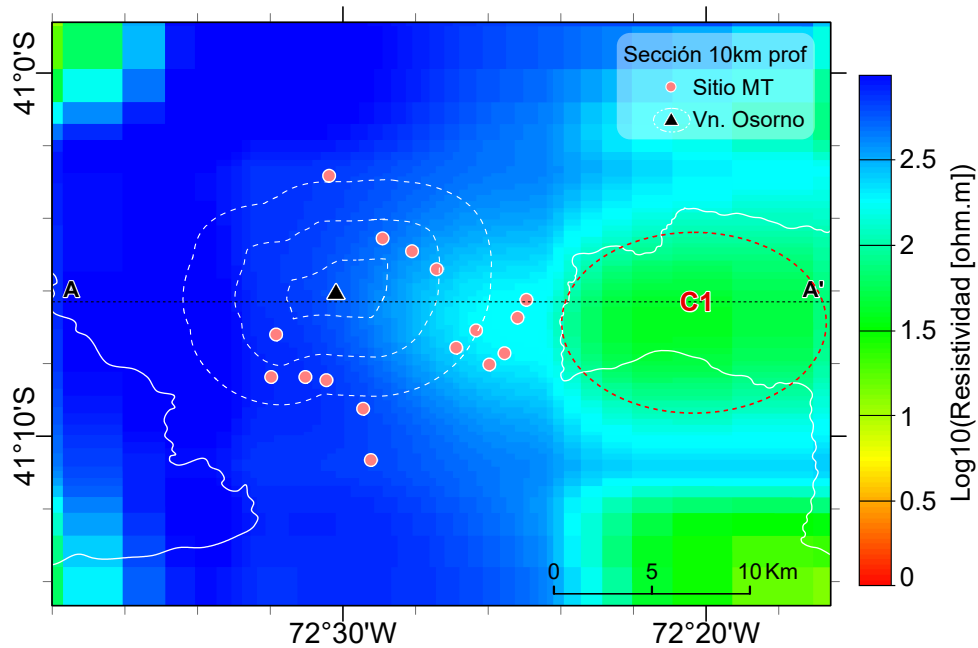


Figura 5.13: Sección en planta de la inversión MO-2 para una profundidad de 10 km. La línea negra segmentada A-A' corresponde a la sección transversal de las figuras 5.14 a 5.17. Las líneas continuas de color blanco representan el borde de los lagos del área.

Al analizar el perfil 5.14 en conjunto con secciones en planta a diferentes profundidades, se puede notar un cambio en la forma de C1. En primera instancia, es posible distinguir una estructura menor de forma elipsoidal (referida como C2 en Fig. 5.14) ubicada en la parte superior occidental de C1, la cual se encuentra exclusivamente entre el flanco este del volcán y el borde oeste de lago. Ésta anomalía tiene un acotado espesor de tan sólo 4-5 km, frente a los 10-12 km de C1, y sus valores de resistividad mínima promedian los $230 \Omega m$.

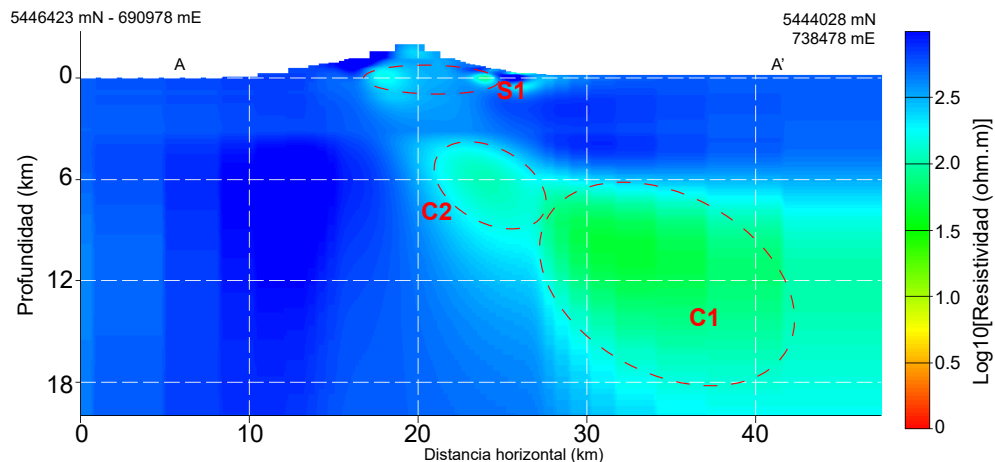


Figura 5.14: Sección transversal W-E de MO-2. Notar la marca diferencia con respecto a la sección transversal del modelo MO-1 (Fig. 5.10), detalle en el texto.

Otra diferencia en la geometría de C1 corresponde a la forma general de esta estructura, mientras que el modelo anterior MO-1 indicaba un cuerpo masivo de grandes dimensiones, el resultado de MO-2 señala un aspecto más ovalado. Se logra apreciar en la Fig. 5.14 como los valores de resistividad van aumentando tanto hacia el límite este como hacia profundidades superiores a los 16 km, lo que puede significar una delimitación del cuerpo C1 en estas direcciones, a medida que los valores de resistividad incrementan tornándose más similares a los del semi-espacio inicial.

Con respecto a los valores de resistividad de la estructura C1, en ambos modelos los máximos son similares, en torno a los $\approx 230\Omega m$, mientras que los mínimos de acuerdo a MO-2 están comprendidos entre 30-40 Ωm , rango ligeramente superior al señalado por MO-1.

5.3.3. Efecto variación modelo inicial (MO-3)

Recordando, el modelo inicial de ambos modelos anteriores, corresponde a un semi-espacio homogéneo de resistividad igual a 500 Ωm . La elección de este valor no solo responde a los antecedentes petrológicos del volcán mismo, sino también, toma en consideración el tipo de unidades geológicas que lo circundan. Estas últimas corresponden a otras rocas volcánicas y a masivo cuerpo granítico del Batolito Norpatagónico, litologías que generalmente presentan altos valores de resistividad eléctrica (ver Fig. 3.1; Fig. 2.4).

Con el fin de cuantificar el efecto que ejerce el valor de resistividad del modelo inicial en las anomalías previamente identificadas, se realizó una nueva inversión (MO-3) utilizando un semi-espacio homogéneo de resistividad igual a 300 Ωm . Se mantuvo el resto de los parámetros de acuerdo al modelo MO-2, al igual que las dimensiones de las celdas y la grilla de 82 x 64 x 121 bloques en las direcciones X, Y y Z respectivamente.

La figura 5.15 corresponde al perfil W-E obtenido por la inversión MO-3. Se puede observar que, con criterio análogo al expuesto para el resultado de la inversión MO-2, es posible distinguir las mismas dos anomalías C1 y C2 en profundidad. Las principales diferencias corresponden a:

- **S1** Este conjunto de anomalías más someras se mantiene relativamente con las mismas características en cuanto a ubicación y geometría que las indicadas por MO-2, sin embargo, se tornan ligeramente menos resistivas, alcanzando valores de 100 Ωm .
- **C1** La forma de esta estructura se conserva, con la diferencia de que el techo se delimita a una leve menor profundidad, de ≈ 5.5 -6.0 km frente a los 6-6.5 km señalados por MO-2.
- **C2** Tanto la geometría como la profundidad de C2 se mantienen sin cambios significativos. La parte central de esta anomalía, en comparación a MO-2, son levemente menores.

Por otra parte, los valores mínimos de resistividad para C1 son completamente coherentes con los obtenidos para el modelo MO-2, es decir, entre 30-40 Ωm , mientras que para C2 éstos

bordean en promedio los $200 \Omega m$.

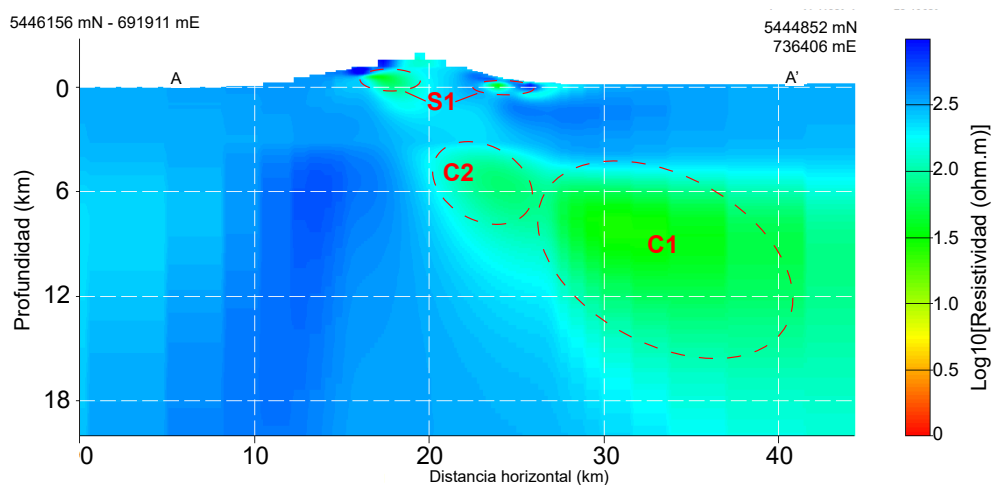


Figura 5.15: Sección transversal W-E de inversión efectuada utilizando un semiespacio inicial de resistividad de $300 \Omega m$.

5.4. Pruebas de sensibilidad

Diferentes análisis de sensibilidad fueron realizados en el modelo MO-2 a fin de verificar la robustez de las anomalías señalizadas por los resultados de la inversión. Los análisis consisten en eliminar los cuerpos conductores en prueba asignando a las celdas ocupadas por éstos un valor de resistividad igual al del semiespacio inicial, equivalente a $500 \Omega m$, posteriormente se observa la respuesta *forward* del modelo modificado y luego se vuelve a realizar una inversión 3D.

Modelo MO-4

La primera prueba correspondió a modificar el modelo MO-2, eliminando de éste la anomalía C2. La respuesta *forward* del modelo luego de la alteración entregó un valor RMS de 4.55, el cual disminuyó a 2.75 luego de 29 iteraciones. La sección transversal de MO-4 se ilustra en la figura 5.16.

Comenzando por la anomalía en prueba C2, se observa que ésta a pesar del poco contraste visual con respecto al semi-espacio inicial, reaparece en torno a las profundidades originales, presentando en promedio resistividades de $330 \Omega m$. Estos valores son similares a los indicados para la parte inferior del grupo de anomalías S1, las que en términos generales, no presentan variaciones significativas.

Por otra parte, el cuerpo conductor mayor C1 presenta diferencias apreciables con respecto a MO-2 (Fig. 5.14). El modelo resultado de esta prueba de sensibilidad indica resistividades mínimas en torno a $10 \Omega m$ en comparación a $30 \Omega m$ señaladas por el modelo original. Además,

se puede apreciar que los valores de resistividad de C1 no disminuyen hacia el extremo este del perfil y en profundidad, lo que implica una delimitación más difusa de esta estructura en estas direcciones.

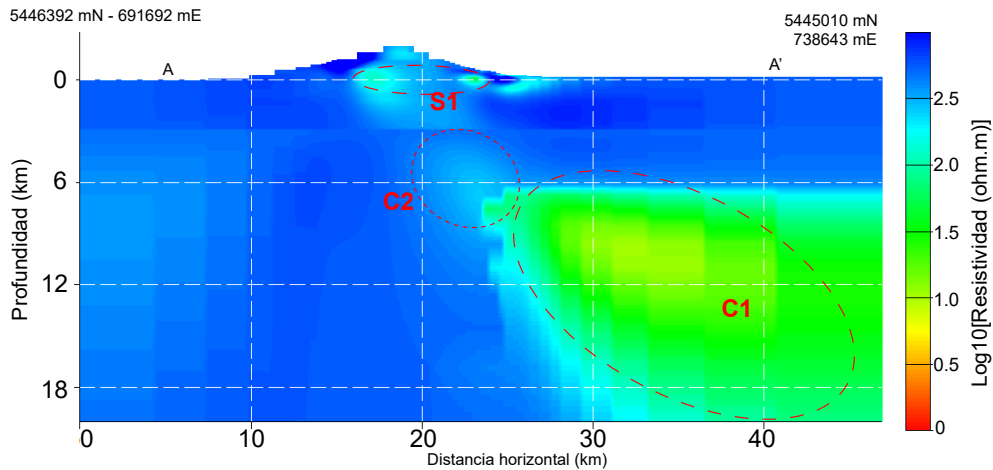


Figura 5.16: Sección transversal W-E de MO-4. En este modelo se sometió a análisis de sensibilidad la anomalía C2.

Modelo MO-5

La segunda prueba consistió en la modificación del modelo MO-2, eliminando de éste las estructuras conductoras C1 y C2. La respuesta *forward* del modelo luego del mencionado cambio entregó un valor RMS de 4.80, el cual disminuyó a 2.97 luego de 25 iteraciones. La sección transversal de MO-5 se ilustra en la figura 5.17.

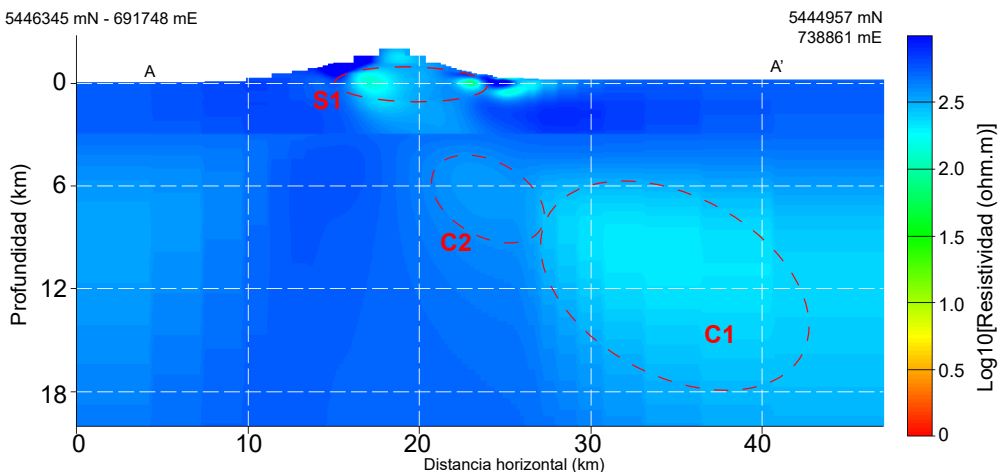


Figura 5.17: Sección transversal W-E de MO-5. En este modelo se sometió a análisis de sensibilidad las anomalías C1 y C2.

Para las estructuras en prueba, se tienen las siguientes observaciones:

- **C1** La anomalía C1 es nuevamente indicada por modelo MO-5, en el cual no se logra apreciar diferencias mayores en cuanto a la geometría general ni ubicación en profundidad de ésta con respecto a C1 de MO-2 (Fig. 5.14). No obstante, los valores de resistividad mínima difieren, alcanzando valores de $200 \Omega m$ en MO-5 frente a los $30-40 \Omega m$ en MO-2. Por otra parte, los valores máximos de resistividad se encuentran en el rango $260-320 \Omega m$, y al igual que en MO-2, aumentan gradualmente hacia el este y en profundidad, indicadores de una delimitación de la estructura en esta direcciones.
- **C2** Esta estructura no se logra distinguir con total claridad del semi-espacio inicial. Los valores de resistividad en aquellas celdas se encuentran entre los 320 y $400 \Omega m$.

Con respecto al grupo de cuerpos someros de dimensiones menores S1, éstos no presentan cambios significativos con respecto al modelo MO-2, salvo un ligero aumento en las dimensiones de los cuerpos ubicados en el flanco sur del volcán.

Anomalías lobulares

Al revisar las secciones en planta de los tres modelos de inversión, así como también de los análisis de sensibilidad, a partir de los 4 km de profundidad, las inversiones indican la presencia de cuerpos conductores ubicados en los extremos NW, NE, SW y SE del área, como se puede observar en las figuras 5.9 y 5.13. Cabe mencionar la particular distribución de estas estructuras, simétrica con respecto al centro de la grilla, además de presentar geometrías con forma de lóbulo bastante similares entre sí.

Con el objetivo de determinar la presencia efectiva o influencia de estos cuerpos, se llevó a cabo una prueba de sensibilidad en los modelos MO-2 y MO-5, cuyos resultados corresponden a los modelos MO-2L y MO-5L respectivamente.

En el modelo MO-2L, fue posible distinguir las estructuras en prueba a partir de la iteración 30 con idénticas características, la figura 5.18 ilustra esta situación para una profundidad de 10 km. Hasta la iteración previa a la reaparición de estos cuerpos, las anomalías C1 y C2 se mantienen sin diferencias distinguibles en cuanto a geometría y valores de resistividad. Se observan algunas variaciones en S1, en donde los valores mínimos de resistividad alcanzan los $10 \Omega m$ en el conjunto de cuerpos localizados en el flanco sur del volcán, mientras que en el lado este los cuerpos se tornan ligeramente más resistivos.

Con respecto a MO-5L, las anomalías en prueba se distinguen a partir de la quinta iteración. No obstante, la sección transversal de este modelo (Fig. 5.19) muestra diferencias significativas con respecto a las estructuras C1 y C2 obtenidas en MO-5. La anomalía presenta C1 un descenso considerable en los valores mínimos de resistividad, desde 200 a $50 \Omega m$, mientras que el contorno de la anomalía C2 se encuentra mejor definido, alcanzando valores de $260 \Omega m$. En términos generales, se observa que el efecto de eliminar las anomalías lobulares en MO-5 y volver a invertir produjo resultados similares al modelo original MO-2 (Fig. 5.14).

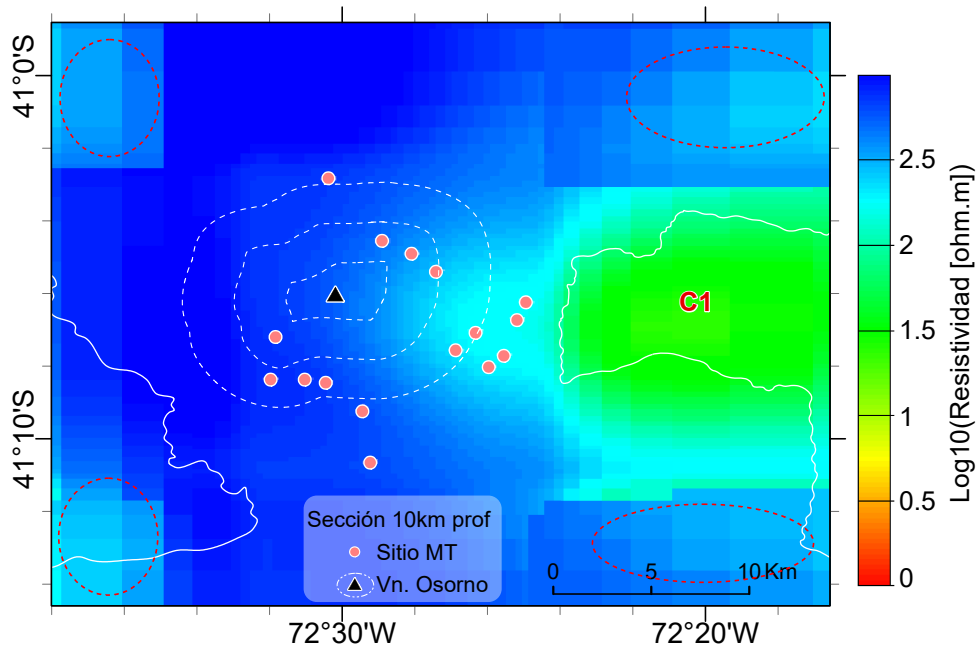


Figura 5.18: Sección en planta del modelo MO-2L para una profundidad de 10 km. Las elipses de línea segmentada roja corresponden a los cuerpos objetivo del análisis de sensibilidad. La línea negra segmentada A-A' corresponde a la sección transversal de la figura 5.19. Las líneas continuas de color blanco representan el borde de los lagos del área.

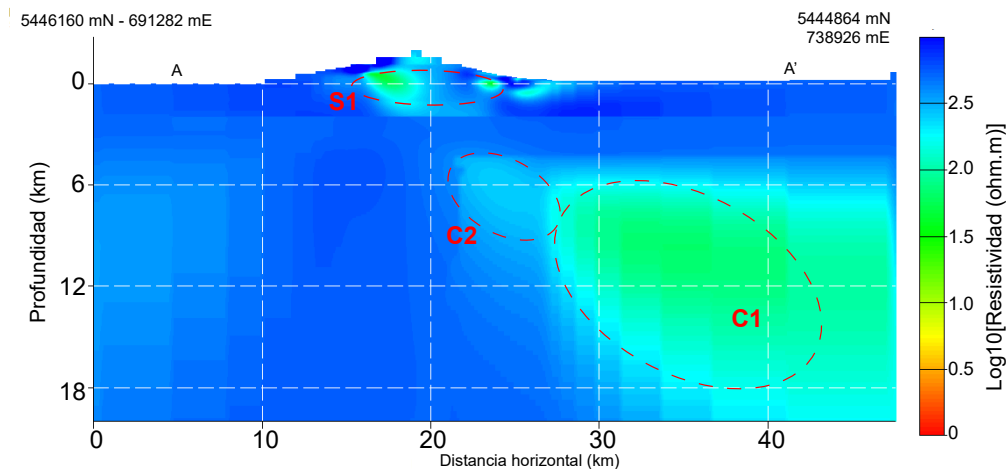


Figura 5.19: Sección transversal W-E de MO-5L. Se observa una clara diferencia con respecto a MO-5 una vez eliminadas las anomalías lobulares. Notar la similitud entre este resultado y el modelo original en prueba, MO-2 (Fig. 5.14).

Capítulo 6

Discusiones

En este capítulo se analizan y contextualizan los resultados obtenidos mediante el procesamiento de datos MT y los modelos de inversión 3D. Dado que las anomalías de conductividad eléctrica bajo el volcán no tienen una interpretación única, se constriñen las alternativas posibles incorporando los antecedentes geológicos del área.

6.1. Modelo de inversión 3D

El modelo seleccionado para el desarrollo de este capítulo corresponde a MO-2 (Figs. 5.11 a 5.14), el cual se obtuvo a partir del proceso de inversión 3D considerando todos los sitios MT instalados durante las dos campañas de terreno (detalles en Sección 5.3.2).

Los principales cuerpos conductores identificados en MO-2, cuyas formas y profundidades con respecto al nivel del mar son representados en la figura 6.1. Cabe destacar que estas estructuras son recurrentes tanto en los modelos de inversión 3D (Sección 5.3) como en las pruebas de sensibilidad (Sección 5.4), lo que no sólo reafirma su condición de ser necesarios para explicar los datos procesados, sino también su robustez.

Anomalías superficiales

Referidas como S1 en el modelo MO-2 (Fig. 6.1), correspondiente a un conjunto de estructuras restringidas de manera espacial al edificio volcánico, localizadas dentro de él a diferentes cotas y confinadas a profundidades máximas de 1000 - 1200 m. La geometría y valores de resistividad de estos cuerpos presentan consistencia en las diferentes pruebas de sensibilidad, fluctuando estos últimos entre los 10 y 120 Ωm .

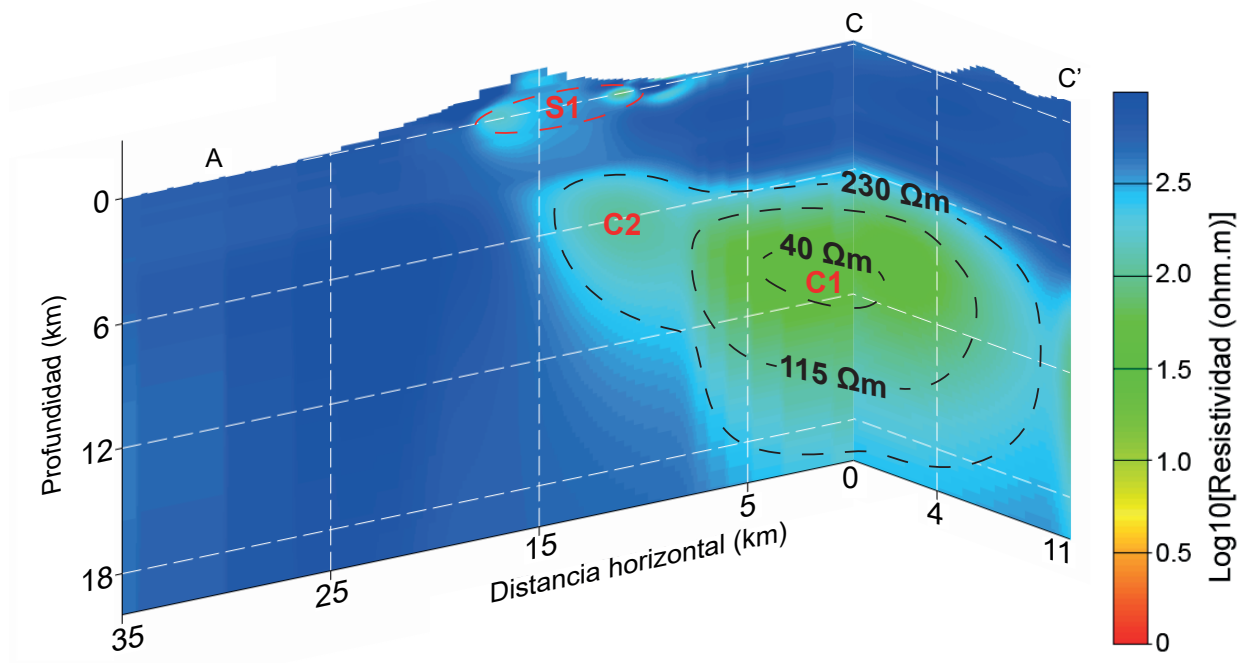


Figura 6.1: Secciones transversales del modelo de inversión final MO-2. Se indican las tres principales anomalías identificadas (S1, C1, C2), además de los contornos de resistividad eléctrica. Localización de las líneas de sección en la Fig. 6.2.

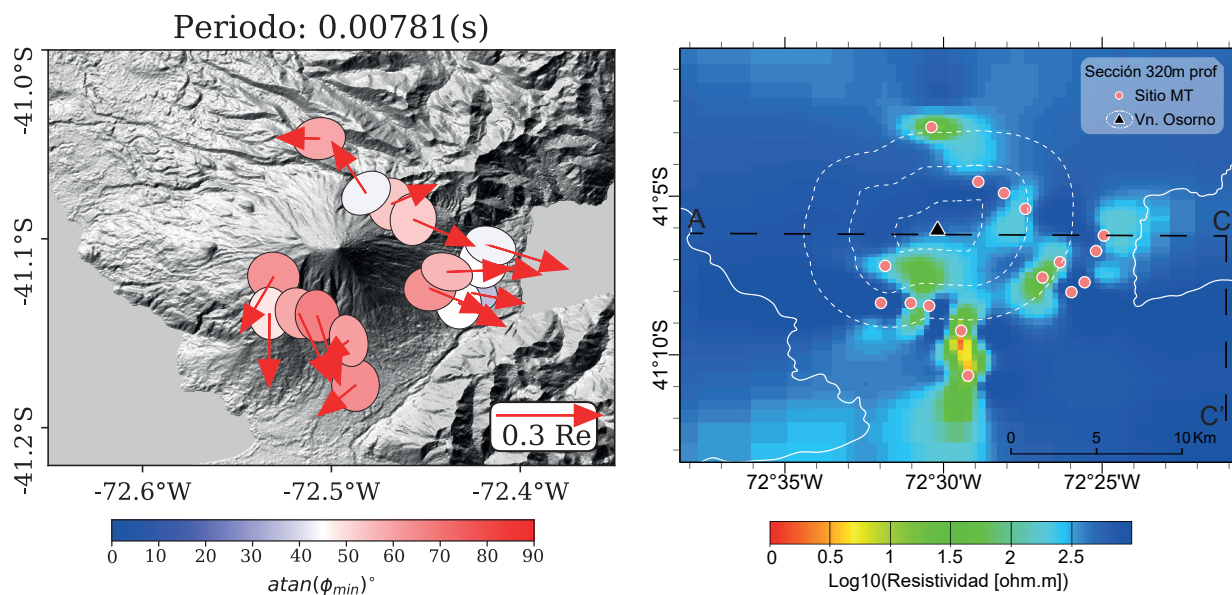


Figura 6.2: Panel izquierdo: parámetros dimensionales para periodo de 0.00781(s); Panel derecho: sección en planta de modelo MO-2 para una profundidad de 320m (detalles en el texto). Las líneas segmentadas negras corresponden a la ubicación de las líneas de sección transversales de la Fig. 6.1.

La existencia de estas regiones conductoras someras es respaldada por el análisis dimensional para los periodos iniciales equivalentes, comprendidos entre los 0.00098 y 0.08695 (s). A modo de ejemplo, en la figura 6.2 (panel izquierdo) se puede observar que para el periodo 0.00781 (s) las elipses del tensor de fase tienen valores de ϕ_{min} por sobre los 45° para prácticamente todas las estaciones, al mismo tiempo en que las flechas de inducción apuntan de forma radial divergente con respecto al volcán. Este comportamiento se mantiene a lo largo de los periodos iniciales, además de ser coherente con la serie de estructuras señaladas por el modelo de inversión (Fig. 6.2, panel derecho).

Dado el contexto geológico, la presencia de estas regiones someras de alta conductividad, cuya ubicación está estrechamente vinculada al volcán, puede ser interpretada como zonas locales afectadas por alteración hidrotermal. Investigaciones MT realizadas en otros volcanes en las cuales también fueron identificadas anomalías de baja resistividad, con las mismas características de ubicación y profundidad, son atribuidas al mismo tipo de alteración (Ingham et al., 2009; Díaz et al., 2011; Harangi et al., 2015; Comeau et al., 2016; Cordell et al., 2018).

Anomalías intermedia-alta profundidad

La principal anomalía corresponde a la región conductora conformada por C1 y C2, la cual de acuerdo al modelo MO-2, tiene una extensión en la vertical cercana a los 10 km, cuyo techo se encontraría a ≈ 5000 m bajo el nivel del mar. Al comparar estos valores con las profundidades propuestas para reservorios o fuentes de deformación magmática de otros volcanes de la ZVS o de los Andes Centrales (Fig. 6.3), se observa que las profundidades señaladas por el modelo de inversión se encuentran dentro del margen común. En adición, Chaussard y Amelung (2014) concluyen que profundidades en torno a los 9 km son favorables para la acumulación de fundido magmático parcial dentro de la corteza superior-media. De esta manera, considerar solamente la ubicación en la vertical de esta región ya constituye por sí mismo un primer antecedente a favor de una interpretación de esta zona como estructura de naturaleza magmática.

C1 La primera particularidad de C1 corresponde a su localización horizontal de acuerdo a MO-2. El modelo de inversión indica que esta estructura no se encuentra de forma coincidente justo debajo del volcán Osorno, sino más bien debajo del lago Todos los Santos. Este desplazamiento hacia el este se puede apreciar mediante análisis de las elipses del tensor de fase para periodos superiores a los 32 (s): los valores de ϕ_{min} se encuentran por debajo de los 45° (Figs. 6.4, 6.6 y Apéndice C), lo que evidencia una ausencia de incremento en la conductividad bajo el volcán a profundidades mayores. Anomalías conductoras con características similares en cuanto a profundidad y no estar centradas directamente bajo el edificio volcánico en investigación, han sido también identificadas en los estudios de Díaz et al. (2015), Cordell et al. (2018), y determinadas en las investigaciones de Delgado et al. (2017).

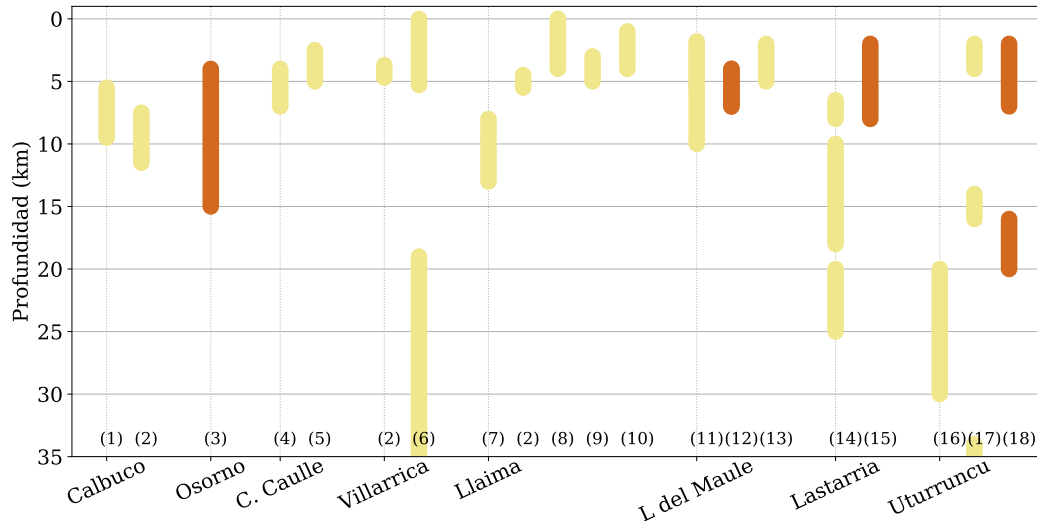


Figura 6.3: Profundidades de reservorios o fuentes de deformación volcánica propuestas para diferentes volcanes de la SVZ y de los Andes Centrales. Las barras de color café oscuro corresponden a investigaciones de MT, mientras que las de color café claro a otros estudios geofísicos y/o geológicos. (1) Morgado et al., 2019; (2) Delgado et al., 2017; (3) Este estudio; (4) Jay et al., 2014; (5) Castro et al., 2013; (6) Morgado et al., 2015; (7) Bishop et al., 2018; (8) Maisonneuve et al., 2012; (9) Schindlbeck et al., 2014; (10) Ruth et al., 2016; (11) Miller et al., 2017; (12) Cordell et al., 2018; (13) Wespestad et al., 2019; (14) Stechern et al., 2017; (15) Díaz et al., 2015; (16) Guo et al., 2016; (17) Laumonier et al., 2015; (18) Comeau et al., 2016

Cabe mencionar, que en desacuerdo a MO-2, los vectores de inducción a contar del periodo 372 (s) exhiben una constante tendencia de apuntar hacia el NE, es decir, sugieren un cuerpo conductor profundo ubicado al SW del volcán y no al este (Fig. 6.4, Apéndice C). Este particular comportamiento podría ser producto de dos causas:

- Brasse et al., (2009) en su investigación realizada en el sur de Chile, entre las latitudes 38° - 41° S y longitudes 71° - 74° W, identificaron en los vectores de inducción para periodos altos el mismo patrón de comportamiento apuntando hacia el NE, fenómeno que atribuyeron a la influencia de estructuras eléctricamente anisótropas en la corteza.
- Tan sólo a 26 km al SW del volcán Osorno se emplaza el volcán Calbuco. Si bien estudios recientes realizados en este último concluyen la existencia de un reservorio ubicado entre 5.5 a 11 km de profundidad (Delgado et al., 2017; Morgado et al., 2019), no se dispone de información concerniente a su geometría, ni valores de resistividad, por lo que la influencia de este reservorio sobre la orientación de las flechas de inducción del volcán Osorno para periodos largos podría ser también un factor a considerar.

Esta particular ubicación de C1, hacia el este del volcán Osorno, no resulta trivial, sino coherente con los antecedentes estructurales del área. Es ampliamente aceptado que sistemas de fallas mayores favorecen el transporte y emplazamiento de magma desde fuentes corticales o mantélicas más profundas (Cembrano y Lara, 2009 y referencias en el texto; Hickey-Vargas et al., 2016; Pérez-Flores et al., 2016). Como se puede observar en las figuras 2.1b y 6.4, en

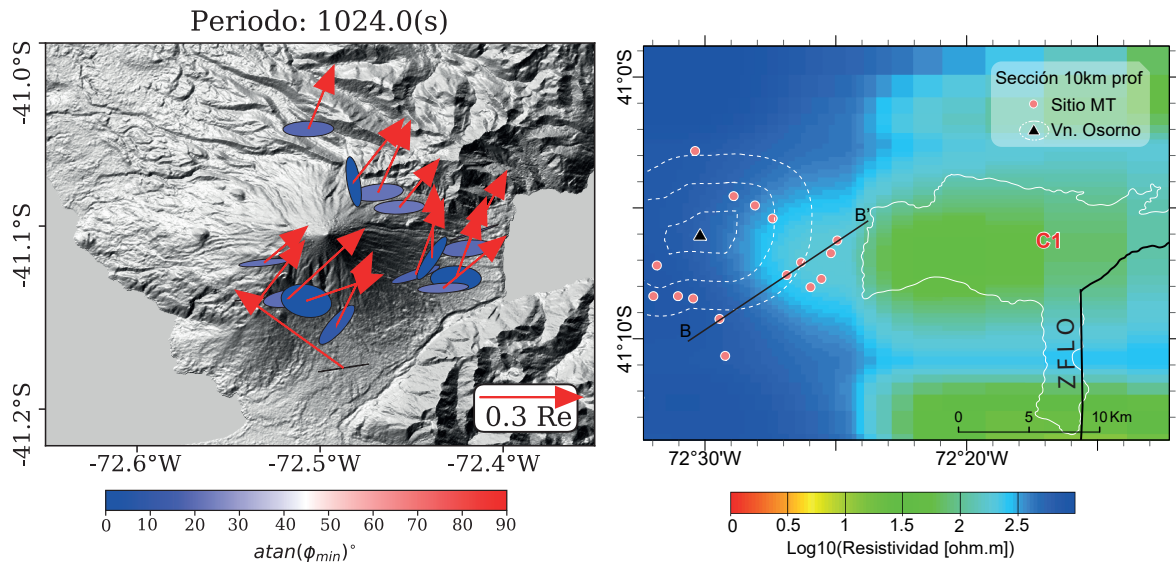


Figura 6.4: Panel izquierdo: parámetros dimensionales para periodo de 1024 (s); Panel derecho: sección en planta de modelo MO-2 para una profundidad de 10 km (detalles en el texto). Notar la cercanía entre la ZFLO y C1. Línea negra B-B' corresponde a Pseudo-sección de la figura 6.6.

el área bajo investigación trazas de la ZFLO atraviesan longitudinalmente el lago Todos los Santos, limitando en cierta forma la extensión oriental de C1.

La profundidad de C1 en conjunto con su estrecha relación espacial con la ZFLO son argumentos que apuntan a su caracterización como un reservorio magmático. La otra alternativa, es que C1 podría corresponder a un conducto de circulación de fluidos y/o magma. Ante esta disyuntiva, la geometría de la estructura adquiere un rol principal: la figura 6.5 corresponde a secciones transversales de anomalías conductoras caracterizadas como conductos magmáticos, en donde la forma vertical de los cuerpos es propicia o favorable para una interpretación de este tipo. Ya que la geometría de la anomalía conductora C1 evidentemente no tiene este aspecto, sino es ovalada a rectangular, es más probable que esta región se encuentre más bien asociada a un reservorio magmático que a una zona de circulación de fluidos.

Con respecto a los valores de resistividad de C1, como se puede apreciar en la Fig. 6.1, los mínimos se encuentran en torno a los $40 \Omega m$. Estos valores se pueden considerar elevados si se contrastan con la mayoría de estudios MT en zonas volcánicas, en donde las anomalías identificadas tienen resistividades que fluctúan entre 0.1 a $5 \Omega m$ (Aizawa et al., 2014; Harangi et al., 2015; Hill et al., 2015; Cordell et al., 2018; Samrock et al., 2018). No obstante, también se han reportado cuerpos más resistivos con valores de 10 a $50 \Omega m$ (Ingham et al., 2009; Díaz et al., 2011; Bouzid et al., 2019). Uno de los factores generales que influye en los elevados valores de resistividad asignados para C1 corresponde al medio altamente resistivo (basamento granítico). Por otra parte, factores de carácter específico, tales como la composición del magma del reservorio, o la proporción de éste, serán discutidos en la siguiente sección.

C2 La existencia de este cuerpo de dimensiones menores, acotado entre los 5 y 8 km de profundidad, es indicada por el modelo de inversión MO-2 (Fig. 6.1). Sin embargo, en la prueba de sensibilidad que tuvo por objetivo determinar su efectiva presencia (Fig. 5.16), a pesar de que las celdas ocupadas por este cuerpo efectivamente tienen resistividades menores en comparación al semi-espacio inicial, el contraste de contornos de C2 es poco acentuado. La justificación de los valores máximos de resistividad de esta estructura, los cuales bordean los $230 \Omega m$, serán discutidos en la siguiente sección.

El perfil SW-NE de la figura 6.6 permite observar el comportamiento del tensor de fase de las estaciones ubicadas entre el flanco este del volcán y el borde del lago Todos los Santos a lo largo de los periodos. Las tonalidades cálidas de las elipses próximas al lago evidencian una zona conductora a profundidades intermedias, la cual no se prologa continuamente en la vertical, sino es acotada. Este comportamiento del tensor de fase es coherente con la ubicación y el limitado espesor de C2 indicado por la inversión MO-2, lo que reafirma la existencia de esta región.

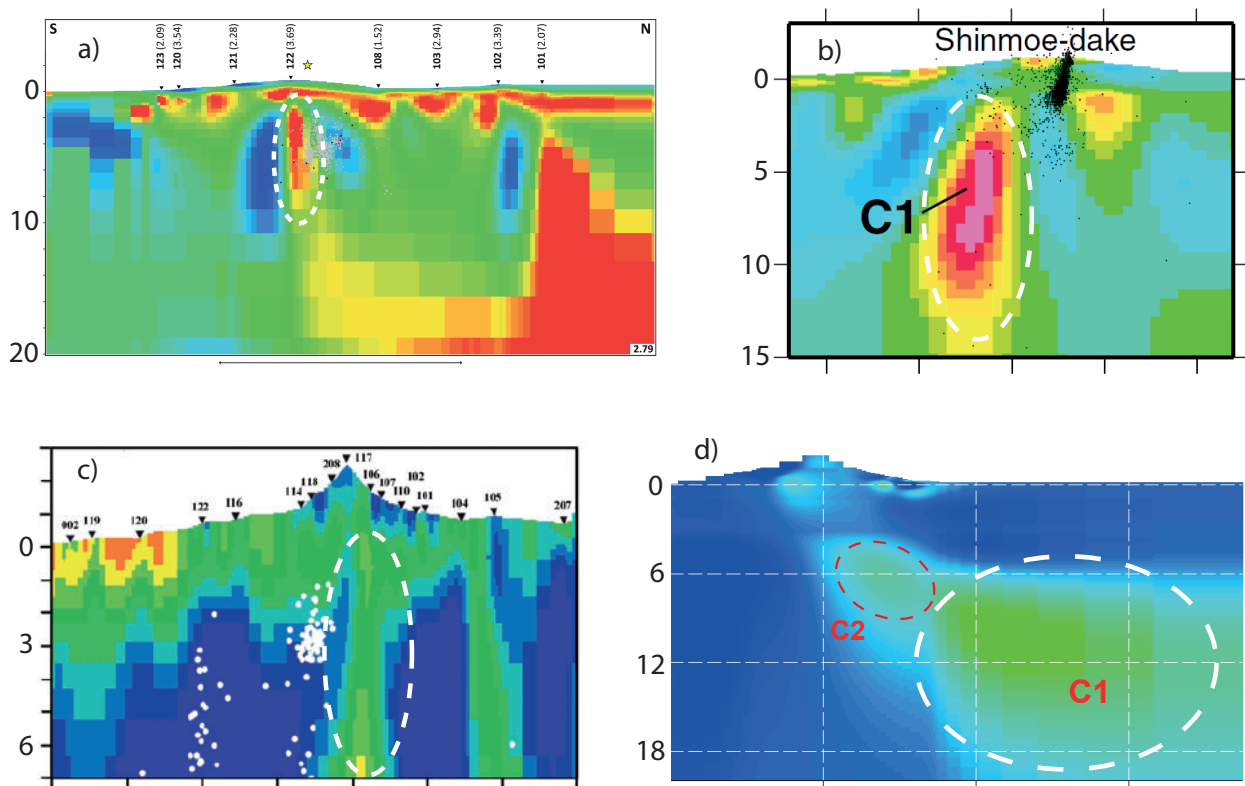


Figura 6.5: Comparación de forma entre conductores identificados en otros volcanes y C1 de este estudio. Se puede observar que para los casos a), b) y c) los conductores tienen una marcada forma vertical, a diferencia del aspecto ovalado o rectangular de C1. Anomalías resaltadas mediante la elipse de línea blanca segmentada. a) Sistema volcánico Eyjafjallajökull, Islandia (Miensopust et al., 2014); b) Volcán Kirishima, Japón (Aizawa et al., 2014); c) Volcán Monte Ruapehu, Nueva Zelanda (Ingham et al., 2009); d) Volcán Osorno (este estudio). Los números ubicados a la izquierda de cada sección transversal corresponden a la profundidad en km.

De acuerdo a las características de forma y valores de resistividad, la estructura C2 correspondería a una extensión de C1, vale decir, una parte más somera del reservorio propuesto. Al observar en detalle su geometría, se observa una tendencia a extenderse desde la parte superior de C1 hacia la base del volcán Osorno, precisamente bajo el grupo de anomalías S1. En vista de lo anterior, es probable que C2 también tenga el rol de ser una región por donde ascienden o circulan fluidos magmáticos, provenientes desde fuentes profundas en dirección hacia el volcán.

Anomalías lobulares Estos cuerpos conductores profundos son sugeridos por todos los modelos de inversión y pruebas de sensibilidad, ubicados de manera constante en las esquinas NW, SW, NE y NW de las grillas (Figs. 5.13 y 5.18).

A pesar de su recurrencia, no se dispone de antecedentes que justifiquen no sólo la geometría sino además la particular ubicación de estos cuerpos conductores, por lo que estas anomalías lobulares corresponderían a artefactos productos del proceso de inversión.

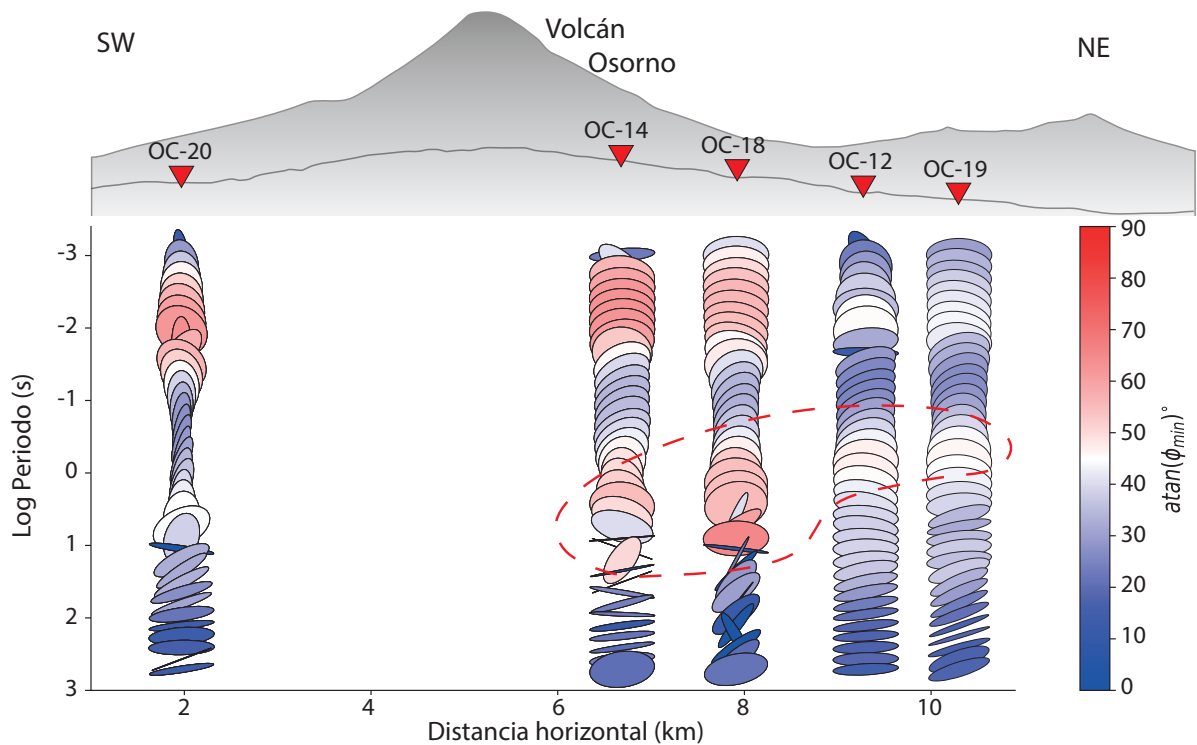


Figura 6.6: Pseudo-sección SW-NE de tensor de fases. El grupo de elipses del flanco este del volcán señalan una zona conductora a profundidades intermedias de limitada extensión vertical (línea segmentada roja). Ubicación de la línea de perfil en la figura 6.4. El eje mayor de las elipses se encuentra orientado según una dirección W-E.

6.2. Interpretación geológica

Los valores de resistividad obtenidos por el modelo de inversión 3D pueden ser utilizados para entregar una identidad a las anomalías conductoras, esto significa, definir la composición y estado de los cuerpos magmáticos.

La resistividad eléctrica de un reservorio magmático depende de múltiples factores, siendo los más relevantes las condiciones de presión y temperatura, la conductividad y proporción de la fase fundida y el contenido de agua. Esta multiplicidad de parámetros implica que interpretar las anomalías termina siendo un problema que no tiene resultado único. No obstante, el espectro de soluciones se puede acotar significativamente al incorporar antecedentes petrológicos, geoquímicos o información geofísica de otros métodos.

Numerosos trabajos se han enfocado en la relación entre conductividad eléctrica y composición de la fase fundida, estimando modelos empíricos a partir de datos experimentales. En la tabla 6.1 se ordenan los trabajos en base al tipo de magma objetivo. En las siguientes secciones se discutirá brevemente acerca de ellos y sobre la elección del modelo óptimo para este estudio.

Magmas básicos	Tyburczy and Waff, 1983 Ni et al., 2011 Dai et al., 2015
Magmas intermedios	Tyburczy and Waff, 1983 Guo et al., 2017 Laumonier et al., 2017
Magmas ácidos	Laumonier et al., 2015 Guo et al., 2016
Modelos generales	Pommier and Le-Trong, 2011 Pommier et al., 2013 Pommier and Roberts, 2018

Tabla 6.1: Principales trabajos sobre la relación entre conductividad eléctrica y composición de un cuerpo magmático fundido.

6.2.1. Condiciones limitantes

Si bien cada modelo necesita de ciertas variables para determinar la conductividad eléctrica del magma σ_M (o bien, su inverso ρ_M), la mayoría de éstos tienen por común requerir las condiciones de presión P , temperatura T y contenido de agua $H_2O wt\%$. Estudios petrológicos de inclusiones fundidas y geotermobarometría (además de otras técnicas afines) permiten estimar los valores de P y T de un magma en equilibrio (Cannatelli et al., 2016; Morgado et al., 2019), mientras que análisis geoquímicos de lavas entregan información sobre el porcentaje de agua en ellas.

A pesar de que a la fecha de este escrito la única publicación de este tipo dedicada al volcán Osorno es el estudio geoquímico de Tagiri et al. (1993), los parámetros requeridos se pueden aproximar a partir de otros enfoques.

Presión

Si bien la forma más sencilla y utilizada para calcular la presión P a cierta profundidad d es mediante la fórmula

$$P = grad \cdot d \quad (6.1)$$

donde *grad* corresponde al gradiente litostático, en Cas and Simmons (2018) se indican diferentes valores de gradiente dependiendo del tipo de corteza y/o contexto. Diversas pruebas destinadas a comprobar el efecto de la variación del gradiente en la determinación de ρ_M ante diferentes escenarios (Apéndice D), dejan en manifiesto que su influencia es solo de orden menor, obteniéndose diferencias triviales de tan solo 0,01 unidades logarítmicas de resistividad ($< 1 \Omega m$) al comparar los resultados conseguidos al ocupar los valores mínimos y máximos de gradientes permitidos. Se fija una presión equivalente a cuerpos situados a 6 y 10 km de profundidad (180 y 300 MPa), de acuerdo a las ubicaciones de C2 y C1 respectivamente.

Temperatura

Las temperaturas típicas de los magmas más comunes, de acuerdo a Francis and Oppenheimer (2003), son indicadas en la figura 6.7. A pesar de disponer de estos valores, los rangos señalados por estos autores son relativamente extensos, por lo que fueron restringidos tomando en consideración estudios petrológicos de otros volcanes de la Zona Volcánica Sur y los Andes Centrales.

De esta manera, se establece un rango de $\approx 1050 - 1150^\circ\text{C}$ para magmas básicos, $\approx 1000 - 1100^\circ\text{C}$ para fundidos intermedios y $\approx 820 - 920^\circ\text{C}$ para magmas de composición dacítica.

Contenido de agua

Determinar la cantidad de agua de los diferentes tipos de magmas es una tarea no exenta de complicaciones, aún así, se ha establecido un contenido típico entre 1 a 6 wt % (Plank et al., 2013; Sigurdsson et al., 2015). Dentro de un contexto más regional, estudios realizados en diferentes volcanes de la ZVS indican valores entre 0,36 a 5 wt % H_2O (Maisonneuve et al. 2012; Schindlbeck et al. 2014; Ruth et al. 2016; Miller et al. 2017), mientras que análisis geoquímicos de Tagiri et al. (1993) en lavas basálticas y basalto-andesíticas del volcán Osorno apuntan a contenidos promedios de 0,22 y máximos de 0,73 wt % H_2O . El análisis geoquímico junto a las descripciones petrográficas de las lavas son los primeros indicios de que

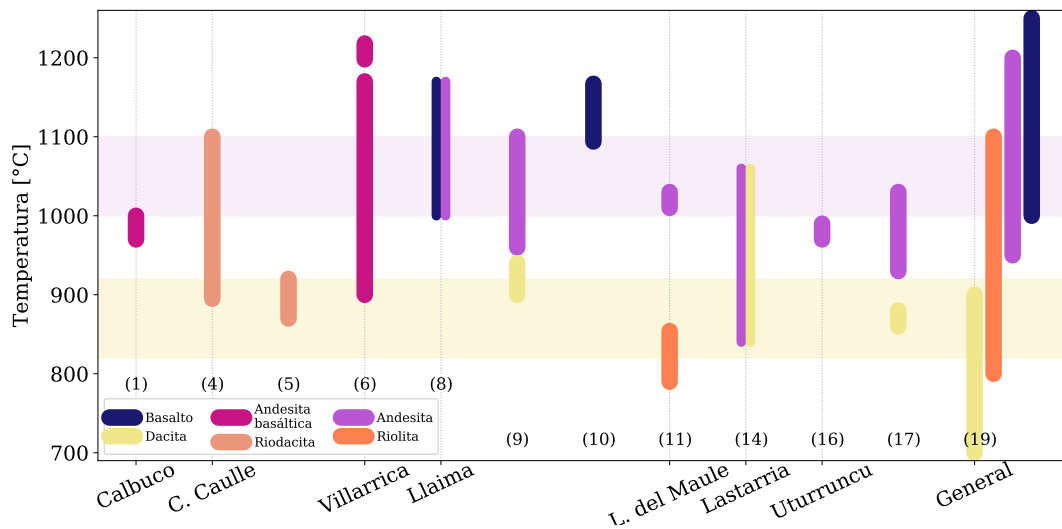


Figura 6.7: Rango de temperaturas de magmas por composición. Las franjas horizontales superior e inferior corresponden a los rangos de temperatura escogidos para magmas intermedios y de composición dacítica respectivamente. (19) Francis and Oppenheimer (2003). El resto de las referencias se indican en pie de figura 6.3.

los contenidos de agua en magmas del volcán se encontrarían bajo la media. Descripciones de su último periodo eruptivo también respaldan la idea anterior:

”En la noche, o más bien de 2 a 3 de la mañana siguiente [20 de enero de 1835], Osorno fue observado en erupción [...] La llegada del día disminuyó los efectos, y a medida que la luz aumentaba sólo una oscura columna de humo podía divisarse” (Fitz-Roy, 1839).

”Al momento de la sacudida [terremoto de Concepción, 20 de febrero de 1835], Osorno arrojó una gruesa columna de humo azul oscuro, y una vez ocurrido, se vio la formación de un gran cráter en la ladera SSE de la montaña” (Darwin, 1838)

donde columnas eruptivas oscuras se suelen asociar a magmas con bajos contenido de agua (U.S. Geological Survey, 1986). En razón de lo expuesto, se estipulan contenidos de H_2O entre 0,22 a 2 wt % para composiciones básicas e intermedias y entre 1 a 3 wt % para dacitas.

6.2.2. Modelos de conductividad eléctrica en magmas

De acuerdo al mapa geológico del volcán (Sección 2.4), las rocas que conforman al Osorno corresponden principalmente a basaltos y andesitas basálticas, seguido en menor cantidad por andesitas, y finalmente aportes reducidos de dacitas, equivalente a un rango composicional en términos de SiO_2 de 51-69 wt % (Tagiri et al., 1993; Moreno et al., 2010). Este amplio margen podría ser un antecedente para considerar aquellos modelos que funcionan en extensos márgenes de SiO_2 .

Considerando la idea anterior, los modelos generales tienen por rasgo principal su capacidad de calcular ρ_M para un amplio rango composicional. Uno de éstos corresponde al software SIGMELTS (Pommier and Le-Trong, 2011), el cual es válido para magmas con contenido de SiO_2 entre 40 a 80 wt %. No obstante y en perjuicio de lo anterior, estos tipos de modelos tienden a sobre o subestimar la influencia de ciertos parámetros al tratar de abarcar una gran variedad de tipos de fundidos mediante una sola fórmula, frente a los modelos de composición específica. Esto último se evidencia en los trabajos de Laumonier et al. (2015) y Guo et al. (2017), en los cuales se concluye que SIGMELTS subestima de manera considerable la influencia de H_2O (Fig. 6.8). Por consiguiente, estos tipos de estimadores de ρ_M generales no son utilizados en este trabajo.

Continuando con los modelos señalados en la tabla 6.1, se descartaron además las formulaciones empíricas propuestas para magmas básicos de Tyburczy and Waff (1983) y de Ni et al. (2011). El primer modelo no se consideró dado que es aplicable bajo condiciones de temperatura superior a 1200°C , valores por sobre los rangos delimitados en la sección anterior, mientras que el segundo modelo no se utilizó ya que puede estimar ρ_M para condiciones fijas de presión de 2 GPa, valor atribuible a cuerpos ubicados a ≈ 70 km de profundidad, escenario en desacuerdo con las profundidades de las anomalías identificadas en este estudio.

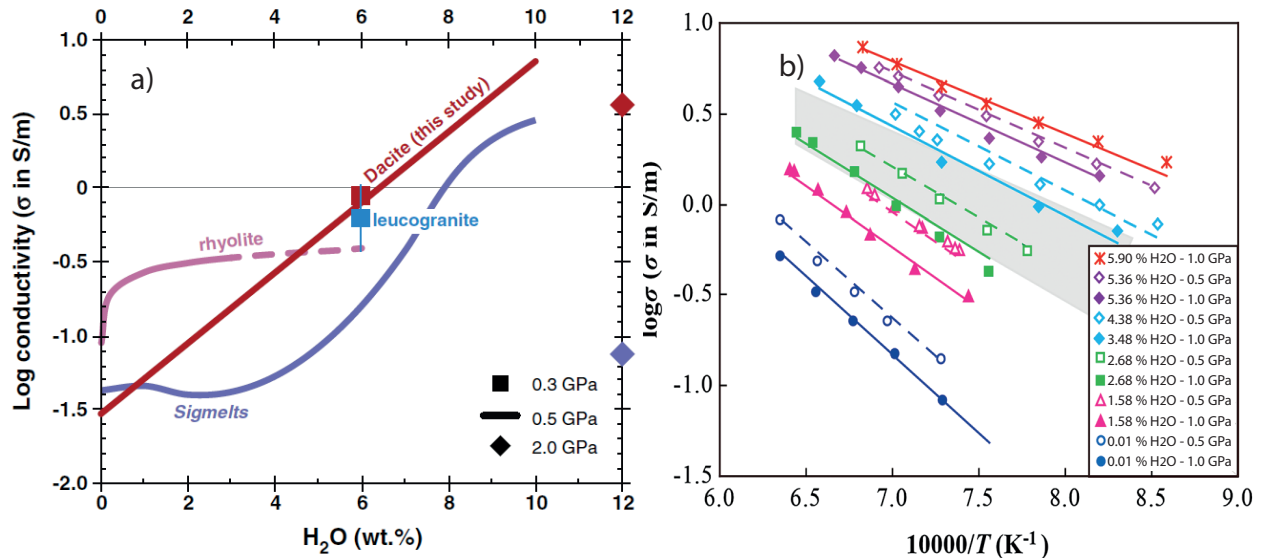


Figura 6.8: Comparación entre modelos para composición específica y el modelo general SIGMELTS. a) Para las mismas condiciones, el modelo general subestima la influencia del contenido de agua de los fundidos. Figura tomada de Laumonier et al. (2015). b) El área gris corresponde a los resultados obtenidos utilizando SIGMELTS cubriendo el mismo rango de P , T y contenido de agua de las curvas de colores. Figura tomada de Guo et al. (2017).

Con respecto a los modelos para composición ácida, a pesar de que el registro petrológico del volcán incluye rocas de este tipo (dacitas, 62-70 wt % SiO_2), éstas constituyen una proporción mucho menor frente a su contraparte básica - intermedia, por lo que caracterizar los cuerpos C1 y C2 mediante modelos de magmas ácidos no resultaría representativo ni tampoco iría en acuerdo con los antecedentes composicionales mayoritarios del volcán. Estas alternativas se descartan temporalmente.

Debido a que una proporción considerablemente significativa corresponde a andesitas basálticas, las formulaciones para magmas básicos e intermedios resultarían aplicables por igual. El factor desequilibrante vendría a ser la predominancia de basaltos sobre andesitas en el catálogo petrológico, por lo que la alternativa para magmas básicos (45-54 wt % SiO_2) resultaría ser una opción convincente. No obstante, al integrar los resultados de la inversión 3D y el contexto tectónico, la elección final de este estudio recae finalmente en un modelo para composiciones intermedias (54-62 wt % SiO_2):

- Las anomalías C1 y C2 tienen resistividades ρ_B del orden de 40 a 215 Ωm , valores relativamente altos para posibles reservorios magmáticos. Esto permite inferir que, dentro del margen de contenido en SiO_2 wt % permitido, estas estructuras tendrían los valores de este óxido más elevados, considerando que ante las mismas condiciones termodinámicas, la resistividad eléctrica aumenta al incrementar el contenido de sílice en un cuerpo magmático (Yoshino, 2018).
- Los magmas de composición básica son más densos que la corteza continental, por lo que solo ascienden hasta un nivel de boyancia neutral, a menudo representado por el nivel límite entre dos capas de densidad contrastante, como por ejemplo el Moho o alguna marcada discontinuidad tectónica al interior de la corteza (Sigurdsson et al., 2015). En las latitudes entorno al volcán Osorno, modelos de gravedad indican un espesor cortical de 40 km (Tassara y Echaurren, 2012).

De acuerdo a la Tabla 6.1, para calcular ρ_M de magmas intermedios se cuenta con las propuestas de Guo et al. (2017) y de Laumonier et al. (2017). En esta investigación se elige la primera opción.

6.2.3. Reservorio de composición homogénea

Considerando una composición intermedia o andesítica para el reservorio representado por C1 y C2, los valores de resistividad de la fracción fundida ρ_M de éste son indicados en la figura 6.9. En cuanto a los parámetros de entrada, los rangos de T y H_2O wt % corresponden a los establecidos en la sección anterior, mientras que la presión para C1 y C2 equivalen a 0,3 y 0,18 (GPa) respectivamente. Este conjunto de valores iniciales predicen un valor de resistividad ρ_M entre 1,1 y 11,3 Ωm para C1 y entre 0,99 y 10 Ωm para C2.

En primera instancia, se puede observar que aunque C1 y C2 tengan una diferencia de profundidad de 4 km, los valores de resistividad ρ_M son bastante similares entre sí. Esto último conlleva a que la presión solo tendría una influencia menor en este cálculo. Caso contrario sucede con el contenido de agua, en donde se puede apreciar el rol determinante

que adquiere éste para estimar ρ_M a medida que va descendiendo la temperatura del magma, particularmente para los valores menores a 1050°C .

La figura 6.10 (panel izquierdo) indica la fracción de fundido andesítico Φ requerido para justificar los valores de resistividad total ρ_B . De acuerdo al modelo de inversión, la estructura C2 (Fig. 6.5d) tiene en promedio $230 \Omega m$, resistividad que se puede explicar con un porcentaje de fundido entre 1-6%. Por otra parte, la estructura conductora mayor C1 (Fig. 6.5d) tiene valores mínimos de resistividad en torno a los $40 \Omega m$, siendo necesario una fracción de fundido entre 4-36%.

El panel derecho de la figura 6.10 reafirma el rol categórico que adquieren tanto la temperatura T como el contenido de agua H_2O wt% al momento de estimar el porcentaje de magma, en particular de la anomalía menos resistiva C1. En concreto, ante una $T = 1000^\circ\text{C}$, la fracción fundida puede alcanzar valores entre 9 y 36% tan sólo tomando en cuenta una variación del contenido de agua desde 0,22 a 2 wt%.

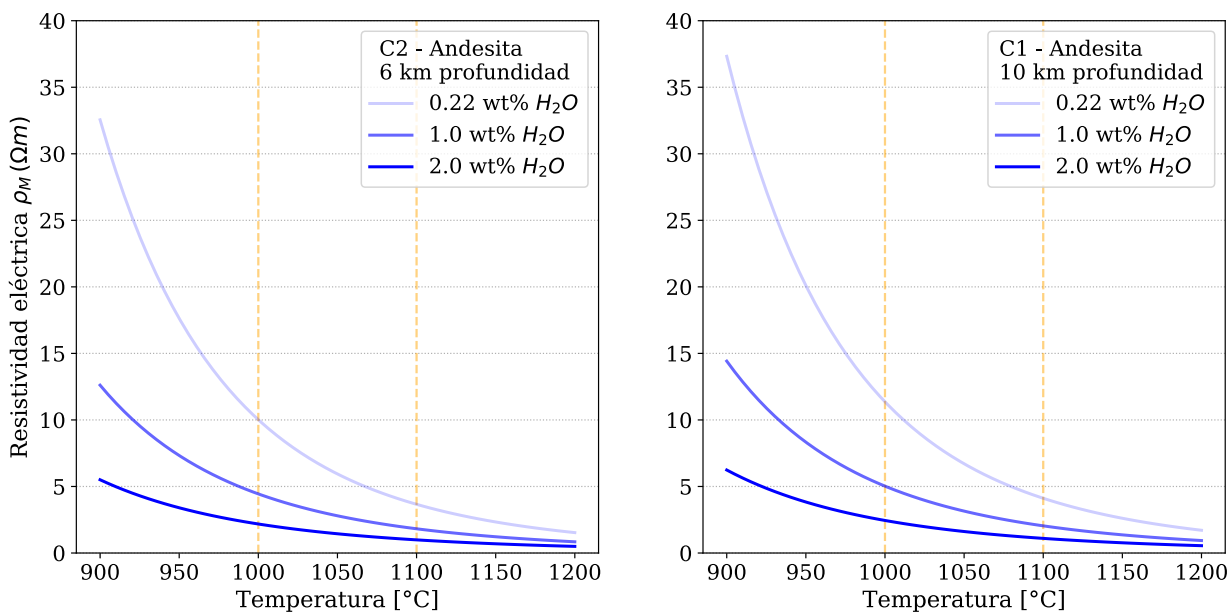


Figura 6.9: Variación de la resistividad eléctrica de fundidos andesíticos en función de la temperatura y contenido de agua. Las líneas verticales naranjas corresponden al rango de temperatura establecido para magmas de composición intermedia determinado por este estudio. Modelo según Guo et al. 2017.

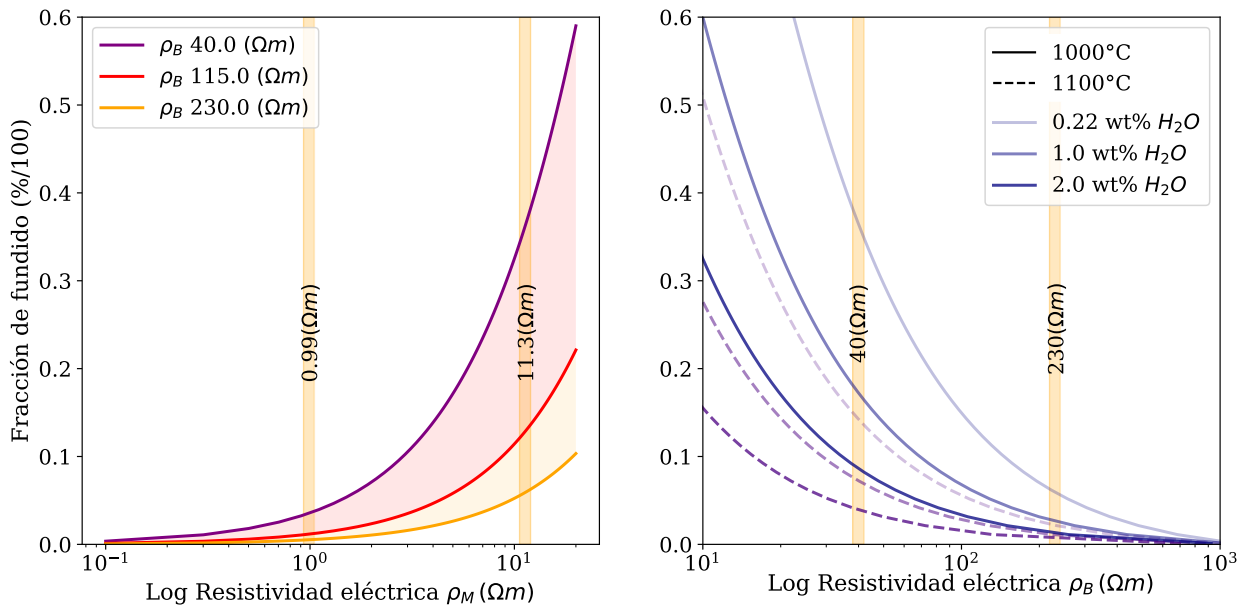


Figura 6.10: Relación entre fracción de fundido Φ y resistividad de roca total. Panel izquierdo indica la variación de Φ en función de la resistividad de la fase fundida. Panel derecho demuestra la marcada influencia que tiene tanto la temperatura como el porcentaje de agua al momento de determinar Φ . Detalles en el texto. Curvas calculadas de acuerdo al límite superior de Hashin y Shtrikman (1963).

En comparación, los valores de fracción de fundido Φ obtenidos tanto para la parte superior del reservorio (C2) como para la estructura mayor (C1) son ligeramente más elevados frente a otros estudios de MT alrededor del mundo: En Samrock et al. (2018) se estima un valor de Φ entre 6 a 20 % para un reservorio magmático ubicado a 10-20 km de profundidad, en la zona geotermal de Tulu Moye en Etiopía; Harangi et al. (2015) proponen para un reservorio tipo *mush*, localizado entre 7-14 km de profundidad bajo el volcán Ciomadul en los Cárpatos, un rango de Φ 5 a 15 %; Hill et al. (2009) caracterizan como reservorio magmático con contenidos de Φ entre 2 a 12 %, un cuerpo conductor en la corteza media situado entre 5-15 km de profundidad. Por otra parte, los resultados de este estudio son muy similares a los determinados por Cordell et al. (2018) para Laguna del Maule, complejo volcánico parte de la Zona Volcánica Sur (ZVS, Fig. 2.3), en donde identifican un reservorio andesítico a riolítico ubicado a partir de los 8 km de profundidad, al cual le atribuyen un porcentaje de fundido Φ menor al 35 %.

Diferentes investigaciones en otros volcanes de la ZVS, en las cuales se han identificado reservorios de poca profundidad con bajo grado de fusión parcial (generalmente con $\Phi < 45$ %), precisan estas estructuras como reservorios tipo *mush* (Jay et al., 2014; Ruth et al., 2016; Morgado et al., 2019; Weststad et al., 2019). De acuerdo a los valores de Φ calculados, se interpreta que la estructura representada por C1 y C2 corresponde a un reservorio tipo *mush* caracterizado por altos valores de resistividad eléctrica, cuyos regiones más conductoras se deben a la presencia de contenido de fundido parcial de composición andesítica.

6.2.4. Reservorio de composición heterogénea

Si bien modelar un reservorio magmático asumiendo una homogeneidad composicional igual al tipo de roca predominante del volcán es una forma válida y tradicional de caracterizarlo, en un escenario más estricto, es necesario tomar en cuenta el historial completo de sus erupciones. Investigaciones de MT realizadas por Comeau et al. (2016) y Cordell et al. (2018) hacen esta distinción otorgando a las regiones conductoras identificadas diferentes composiciones, en base a los antecedentes petrológicos respectivos. Para el caso puntual del volcán Osorno, sería necesario considerar los productos menores de composición dacítica (Sección 2.4).

De acuerdo a la investigación realizada por Hicket et al., (2016), la composición predominante de los volcanes y otros productos menores espacialmente ligados a la ZFLO, son de composición básica a intermedia. Esto implica que es poco probable que las lavas y domos dacíticos del volcán Osorno provengan de un magma de carácter ácido que ascendió directamente desde la corteza inferior y/o o manto superior a través de la ZFLO. Por otra parte, los mecanismos más simples para la generación de magmas ácidos a partir de fundidos básicos corresponden a los de diferenciación magmática. Dado que las lavas y domos dacíticos solo representan una pequeña fracción de los productos volcánicos del Osorno, la región al interior de éste donde se podría llevar a cabo diferenciación magmática para producir fundidos ácidos debería ser más bien somera, de volumen reducido y con altos valores de resistividad eléctrica (debido al incremento de contenido de sílice), entre otros. Observando el modelo de inversión MO-2, la estructura C2 podría representar esta región particular.

Ante los argumentos expuestos, se procedió a modelar el reservorio magmático conformado por C1 y C2 considerando heterogeneidad composicional. En la figura 6.11 (panel derecho) se puede observar que, de acuerdo al modelo de Laumonier et al. (2015), la resistividad estimada para la fase fundida ρ_M de composición dacítica se encuentra entre los 3,8 y 25 Ωm . Estos valores son más altos si se comparan frente a los calculados para una composición andesítica (panel izquierdo de Fig. 6.11). Este incremento es esperado, ya que no sólo el rango de temperaturas es menor, sino que además la resistividad eléctrica aumenta con el contenido de sílice (Yoshino, 2018).

La figura 6.12 (panel izquierdo) indica que la fracción de magma dacítico Φ necesario para explicar la resistividad de C2 es de 2-13 %. Este rango es prácticamente el doble del requerido para alcanzar ρ_B de C2 mediante un fundido andesítico, aún así, se mantiene dentro de los márgenes determinados por otros estudios (Sección 6.2.3).

Finalmente, considerando que los valores de resistividad de C2 pueden ser justificados utilizando un magma de diferente composición al de C1, y de acuerdo a los demás antecedentes discutidos en este capítulo, se interpreta la anomalía conductora conformada por C1 y C2 como un reservorio tipo *mush*, cuya prologación más somera C2 contiene entre un 2 a 13 % de fundido parcial dacítico, mientras que la región principal C1 contiene entre un 4 a 36 % de magma andesítico. Cabe mencionar que, Miyaji et al. (2011) proponen para el volcán Fuji un modelo heterogéneo dacítico - andesítico conectado a una fuente profunda de magma basáltico muy similar al determinado por este estudio, cuya comparación esquemática se puede apreciar en la Fig. 6.13.

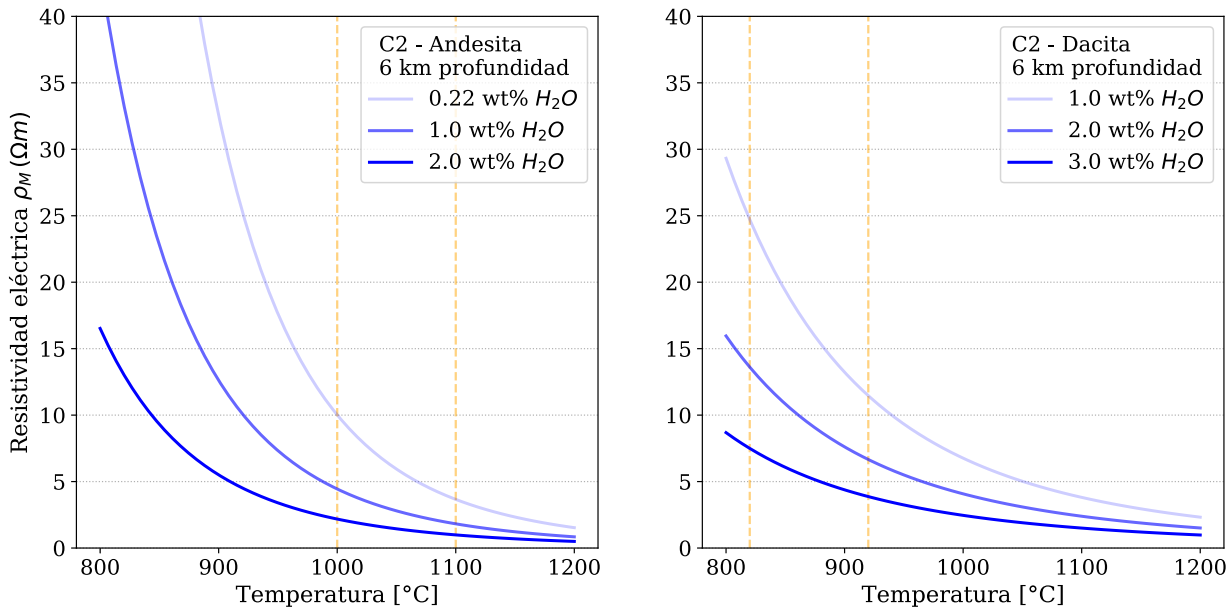


Figura 6.11: Comparación de resistividad eléctrica en fundidos andesíticos y dacíticos. Las líneas verticales naranjas corresponden al rango de temperatura establecido para los fundidos de cada composición. Modelo de magma andesítico según Guo et al. 2017 y de magma dacítico según Laumonier et al. 2015.

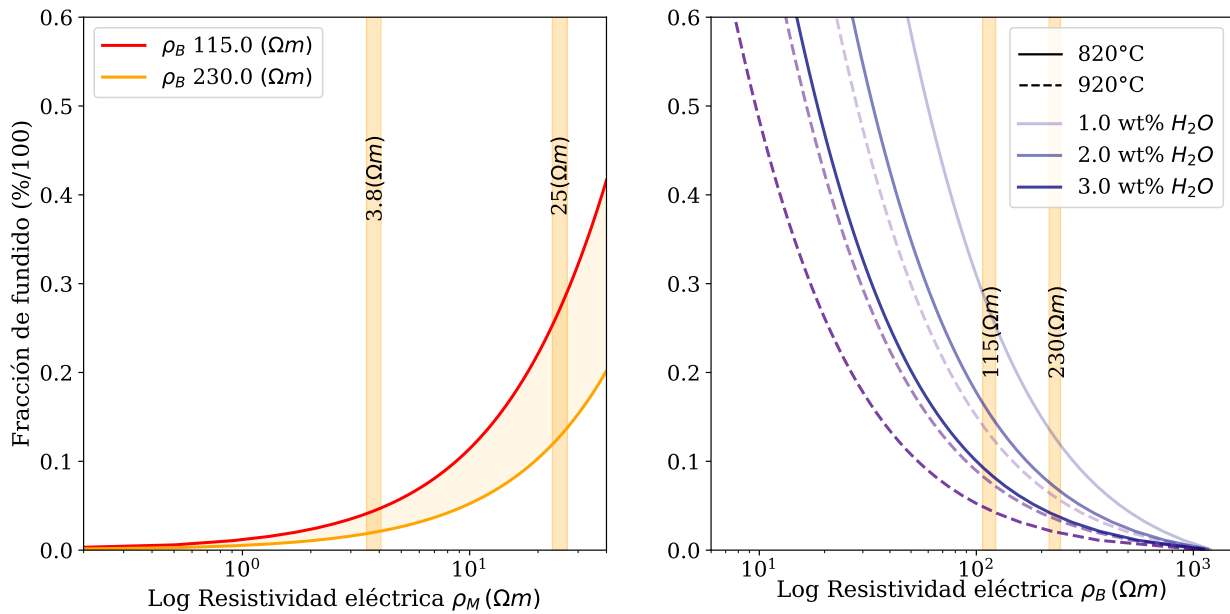


Figura 6.12: Relación entre fracción de fundido Φ y resistividad de roca total. Panel izquierdo indica la variación de Φ en función de la resistividad de la fase fundida. Panel derecho indica la variación de Φ para diferentes contenidos de agua y temperatura. Detalles en el texto. Curvas calculadas de acuerdo al límite superior de Hashin y Shtrikman (1963).

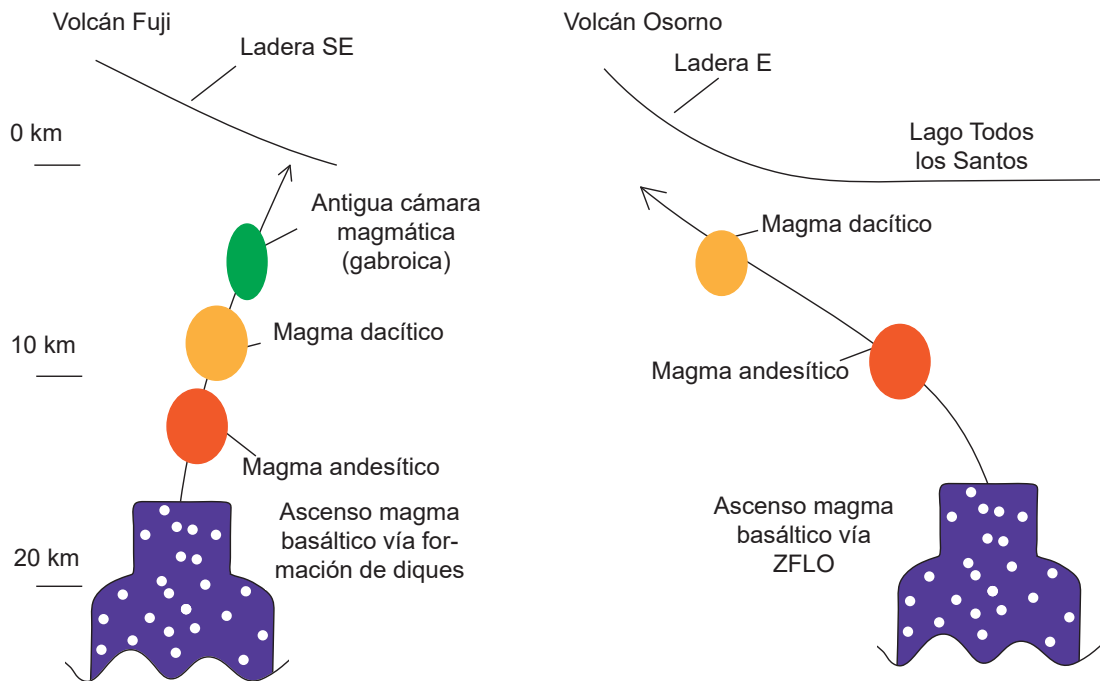


Figura 6.13: Comparación entre modelos esquemáticos de reservorios asociados al volcán Fuji (Japón) y Osorno. Se pueden observar que ambos edificios volcánicos cuentan con reservorios de diferentes composiciones de magma. Imagen modificada de Miyaji et al., 2011.

6.3. Síntesis

Los resultados del procesamiento de datos MT, en conjunto con los modelos de inversión presentados en el capítulo 5, permitieron obtener una imagen de la distribución de resistividad eléctrica bajo el volcán Osorno, a partir de la se identificaron 3 anomalías principales. La discusión e interpretación bajo contexto geológico de éstas, realizada en el presente capítulo, se resume mediante la figura 6.14.

Complementando lo planteado en la sección anterior, dada la forma elongada de C2, es probable que esta región no sólo tenga el papel de almacenar pequeñas cantidades de fundidos diferenciados, sino también el rol de conducto magmático, permitiendo el ascenso de fluidos y/o magma hacia la base del volcán. Esta circulación de fluidos estaría directamente relacionada a la presencia de los numerosos cuerpos conductores menores indicados por los modelos de inversión (S1 en figura 6.14), precisamente caracterizados como zonas de alteración hidrotermal. Además, dado que la geometría del reservorio muestra una extensión en profundidad hacia el este, se propone también que la Zona de Fallas de Liquiñe-Ofqui tendría el rol de facilitar el ascenso de magmas en esta zona.

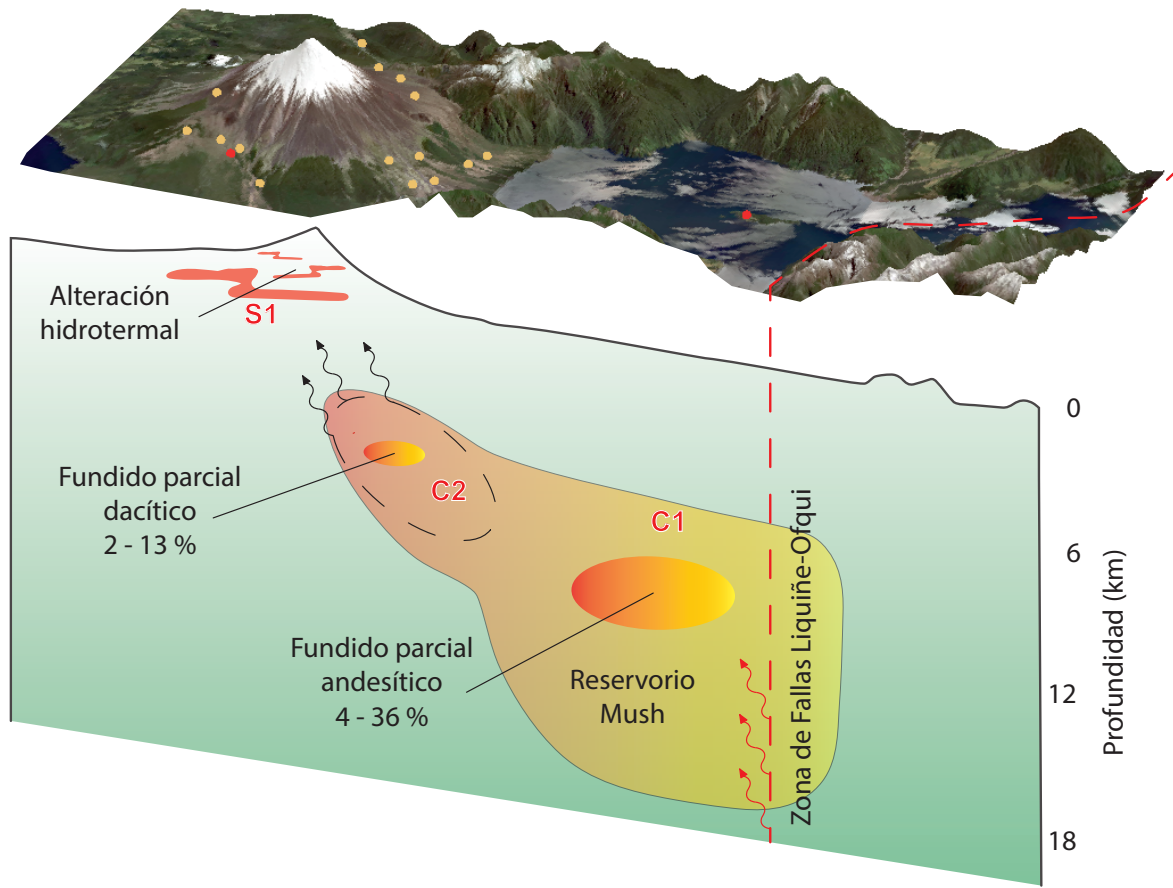


Figura 6.14: Modelo esquemático volcán Osorno. Los círculos de color amarillo corresponden a las estaciones MT utilizadas en este estudio, mientras que los círculos rojos a estaciones MT de periodo largo (detalles en sección 6.4).

6.4. Trabajo a futuro

Con la finalidad de obtener una imagen a mayor profundidad de la distribución de resistividad eléctrica en torno a las latitudes del volcán Osorno, y por ende poder comprender su relación con el cercano volcán Calbuco y/o la subducción, se está trabajando en un perfil W-E conformado por ≈ 14 estaciones MT de periodo largo. Dos de estos puntos se encuentran dentro del área de esta investigación, señalados por puntos rojos en la figura 6.14.

Capítulo 7

Conclusiones

El volcán Osorno, a pesar de ser uno de los centros eruptivos activos de la Zona Volcánica Sur, ha sido objeto de muy pocos estudios, por lo que no se contaba con antecedentes de posibles estructuras magmáticas bajo el edificio volcánico. Ante esta falta de información, a finales de los años 2017 y 2018 se desplegaron una serie de estaciones magnetotelérfica (MT) en torno al volcán, en donde los datos adquiridos, su posterior procesamiento y análisis presentados de esta tesis, corresponden a la primera investigación MT realizada en el Osorno.

El modelo de resistividad eléctrica final señala la presencia de tres cuerpos conductores sub-superficiales (S1, C1 y C2 en Fig. 5.14), cuya efectiva validez fue verificada mediante diversas pruebas de sensibilidad aplicadas al modelo. Si bien fue posible notar algunas variaciones menores en la geometría o valores de resistividad de las anomalías, su constante recurrencia en todos los modelos de prueba reafirma su robustez.

El análisis dimensional, en conjunto con el modelo de inversión indican que:

1) Al interior de volcán y hasta profundidades menores a los 1,2 km, se identifican numerosos cuerpos conductores de dimensiones menores, cuyas resistividades varían desde 10 a 120 Ωm , conjunto de anomalías denominadas como S1.

2) Entre el flanco este del volcán y el borde occidental del lago Todos los Santos, a 6 km de profundidad se encuentra una estructura con valores de resistividad en torno a los 230 Ωm , de acotado espesor y extensión superficial, referida como C2.

3) Bajo la mitad occidental del Lago Todos los Santos, a 10 km de profundidad se identifica la anomalía principal del área, una amplia región conductora con valores mínimos de resistividad de 40 Ωm , nombrada como C1.

Dado que esta investigación fue realizada en un ambiente volcánico, la interpretación del grupo S1 al considerar tanto la forma como la ubicación somera y restringida de sus cuerpos, resulta más bien directa, donde S1 representaría diversas zonas afectadas por alteración hidrotermal (también identificadas en Ingham et al., 2009; Díaz et al., 2011).

Por otra parte, las resistividades de C1 y C2 son más altas si se comparan frente a anomalías de características similares identificadas en otros volcanes. Sumando este antecedente a la alta proximidad entre el límite oriental de C1 y las trazas de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO), se interpreta esta región conformada por C1 y C2 como un reservorio tipo *mush*. Se destacan dos aspectos: 1) La ZFLO tendría el rol de facilitar el ascenso de magma desde regiones más profundas (Hickey et al., 2016) y 2) Los valores mínimos de resistividad de C1 y C2 se deberían a la presencia de fracciones de fundidos parcial (Fig. 6.14).

Al tomar en cuenta no sólo el registro petrológico de los productos emitidos por el Osorno, sino además diversos antecedentes de otros volcanes de la ZVS y los Andes Centrales, se determinó para C1 un porcentaje de fundido parcial Φ entre 4 a 36 % de composición andesítico, mientras que para C2 una fracción Φ entre 2 a 13 % de magma dacítico. Los valores de Φ propuestos para C2 así como también el porcentaje mínimo calculado para C1 son coherentes con otros estudios, no obstante, el porcentaje máximo de este último se puede considerar como elevado (Hill et al., 2009; Harangi et al., 2015; Cordell et al., 2018; Samrock et al., 2018).

El amplio rango de fracción Φ estimado para C1 está directamente relacionado a las condiciones de T y contenido de H_2O wt % utilizadas como parámetros iniciales de su cálculo, ya que ante la inexistencia de investigaciones que precisen de manera puntual estos valores para lavas del Osorno, se utilizó en su lugar un margen de valores probables. En consecuencia, para obtener rangos más acotados de Φ para C1 y C2, son necesarios estudios de índole petrológico y/o geoquímicos dedicados al volcán.

A diferencia de C1, la geometría de C2 señalada por los modelos de inversión y pruebas de sensibilidad no es del todo constante, variando desde formas esféricas a ovaladas. Estas últimas se extienden en dirección oeste, hacia la base del volcán, en donde se encuentra el conjunto de anomalías S1, por lo que es probable que C2 no sólo pueda ser caracterizado como reservorio, sino que también pueda actuar como conducto volcánico, facilitando el ascenso de fluidos hacia el Osorno.

Una particularidad de la ZVS es que varios de los volcanes mayores no se encuentran directamente sobre las trazas de la ZFLO, sino de manera oblicua a éstas (Cembrano et al., 2009). El modelo de resistividad eléctrica obtenido en esta investigación da cuenta de esta situación, en donde se puede apreciar como las anomalías se extienden en profundidad desde las longitudes de las trazas de ZFLO hasta la base del actual edificio volcánico.

Finalmente, diversos estudios en otros volcanes del mundo y de la ZVS, han sugerido como mecanismo gatillador de erupciones la inyección o recarga de magmas basálticos de altas temperaturas en reservorios tipo *mush*, dado que el nuevo fundido provoca una alza de temperatura local y de manera consecuente, una desestabilización del sistema (Harangi et al., 2015 y referencias en el texto; Morgado et al., 2019 y referencias en el texto). Dependiendo del grado de mezcla entre fundidos, pueden verse favorecidas las erupciones de tipo efusivas (Ruprecht and Bachmann, 2010), por lo que el contenido de fundido parcial $<36\%$ en el reservorio propuesto no debería ser un factor para disminuir la probabilidad de futuras erupciones del volcán Osorno.

Bibliografía

- Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M., Yoshimura, R., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Yamazaki, K., Komatsu, S., Watanabe, A., Miyakawa, K., and Ogawa, Y. (2014). Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data. *Geophysical Research Letters*, 119(1):198–215.
- Araya Vargas, J. (2016). *Large-scale distribution of fluids in the subduction zone of Northern Chile—constraints from magnetotelluric monitoring*. PhD thesis, Freie Universität Berlin.
- Archie, G. E. et al. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01):54–62.
- Bishop, J., Lees, J., Biryol, C., Mikesell, T., and Franco, L. (2018). Examining the interior of Llaima Volcano with receiver functions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 352:1–9.
- Bouzig, A., Benhallou, A., Lemgharbi, A., Bendekken, A., Boukhlof, W., Boukhalfa, Z., Deramchi, A., Abtout, A., and Aghanbilou, K. (2019). Magnetotelluric investigation of the underlying structure of Manzas Volcanic District (Hoggar, Southern Algeria). In *On Significant Applications of Geophysical Methods*, pages 61–63. Springer.
- Brasse, H., Kapinos, G., Li, Y., Muetschard, L., Soyer, W., and Eydam, D. (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(1-2):7–16.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3):605–635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., and Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2):457–469.
- Cannatelli, C., Doherty, A., Esposito, R., Lima, A., and De Vivo, B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: a melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 171:4–19.
- Cas, R. and Simmons, J. (2018). Why deep-water eruptions are so different from subaerial

- eruptions. *Frontiers in Earth Science*, 6:198.
- Castro, J. M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Militzer, A., Amigo, A., Parejas, C. S., and Jacob, D. (2013). Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 75(4):702.
- Cembrano, J. and Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1-2):96–113.
- Comeau, M. J. (2015). *Electrical Resistivity Structure of the Altiplano-Puna Magma Body and Volcan Uturuncu from Magnetotelluric Data*. PhD thesis, University of Alberta.
- Comeau, M. J., Unsworth, M. J., and Cordell, D. (2016). New constraints on the magma distribution and composition beneath volcán uturuncu and the southern bolivian altiplano from magnetotelluric data. *Geosphere*, 12(5):1391–1421.
- Cordell, D., Unsworth, M. J., and Díaz, D. (2018). Imaging the Laguna del Maule Volcanic Field, central Chile using magnetotellurics: Evidence for crustal melt regions laterally-offset from surface vents and lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, 488:168–180.
- Darwin, C. (1838). On the Connexion of certain Volcanic Phenomena in South America. *Transactions of the Geological Society of London*, 15:601.
- De Maisonneuve, C. B., Dungan, M., Bachmann, O., and Burgisser, A. (2012). Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211:76–91.
- Delgado, F., Pritchard, M. E., Ebmeier, S., González, P., and Lara, L. (2017). Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344:270–288.
- Díaz, D., Heise, W., and Zamudio, F. (2015). Three-dimensional resistivity image of the magmatic system beneath Lastarria volcano and evidence for magmatic intrusion in the back arc (northern Chile). *Geophysical Research Letters*, 42(13):5212–5218.
- Díaz Alvarado, D. (2011). *Magnetotelluric study of the Western Cordillera (Northern Chile), with a focus on Lascar volcano*. PhD thesis, Freie Universität Berlin.
- Egbert, G. D. and Booker, J. R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 87(1):173–194.
- Egbert, G. D. and Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189(1):251–267.
- Fitz-Roy, R., Darwin, C., and King, P. (1839). Narrative of the surveying voyages of his majesty’s ships Adventure and Beagle. *Proceedings of the second expedition*, 2.
- Francis, P. and Oppenheimer, C. (2003). *The encyclopedia of volcanoes*. Oxford University

Press.

- Gamble, T. D., Goubau, W. M., and Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1):53–68.
- Gao, J., Zhang, H., Zhang, S., Chen, X., Cheng, Z., Jia, X., Li, S., Fu, L., Gao, L., and Xin, H. (2018). Three-dimensional magnetotelluric imaging of the geothermal system beneath the Gonghe Basin, Northeast Tibetan Plateau. *Geothermics*, 76:15–25.
- Glodny, J., Echtler, H., Figueroa, O., Franz, G., Gräfe, K., Kemnitz, H., Kramer, W., Krawczyk, C., Lohrmann, J., Lucassen, F., et al. (2006). Long-term geological evolution and mass-flow balance of the South-Central Andes. In *The Andes*, pages 401–428. Springer.
- Glover, P. W., Hole, M. J., and Pous, J. (2000). A modified Archie’s law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3-4):369–383.
- Guo, X., Li, B., Ni, H., and Mao, Z. (2017). Electrical conductivity of hydrous andesitic melts pertinent to subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(3):1777–1788.
- Guo, X., Zhang, L., Behrens, H., and Ni, H. (2016). Probing the status of felsic magma reservoirs: Constraints from the P–T–H₂O dependences of electrical conductivity of rhyolitic melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 433:54–62.
- Hackney, R. I., Echtler, H. P., Franz, G., Götze, H.-J., Lucassen, F., Marchenko, D., Melnick, D., Meyer, U., Schmidt, S., Tašárová, Z., et al. (2006). The segmented overriding plate and coupling at the south-central Chilean margin (36–42 s). In *The Andes*, pages 355–374. Springer.
- Harangi, S., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wesztergom, V., Metwaly, M., and Gribovski, K. (2015). Combined magnetotelluric and petrologic constrains for the nature of the magma storage system beneath the Late Pleistocene Ciomadul volcano (SE Carpathians). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290:82–96.
- Hashin, Z. and Shtrikman, S. (1963). A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2):127–140.
- Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., and Di Chiara, A. (2016). Paleomagnetic rotation pattern of the southern Chile fore-arc sliver (38–42 s): A new tool to evaluate plate locking along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(2):469–490.
- Hickey-Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F. A., and Roa, H. M. (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*, 258:115–132.
- Hill, G. J., Bibby, H. M., Ogawa, Y., Wallin, E. L., Bennie, S. L., Caldwell, T. G., Keys, H., Bertrand, E. A., and Heise, W. (2015). Structure of the Tongariro Volcanic system:

- insights from magnetotelluric imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 432:115–125.
- Hill, G. J., Caldwell, T. G., Heise, W., Chertkoff, D. G., Bibby, H. M., Burgess, M. K., Cull, J. P., and Cas, R. A. (2009). Distribution of melt beneath mount st helens and mount adams inferred from magnetotelluric data. *Nature Geoscience*, 2(11):785.
- Huber, P. (1981). *Robust statistics*. Wiley, N. Y.
- Ingham, M., Bibby, H., Heise, W., Jones, K., Cairns, P., Dravitzki, S., Bennie, S., Caldwell, T., and Ogawa, Y. (2009). A magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 179(2):887–904.
- Jay, J., Costa, F., Pritchard, M., Lara, L., Singer, B., and Herrin, J. (2014). Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011–2012 Cordón Caulle silicic eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 395:254–266.
- Jones, F. W. and Price, A. T. (1970). The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies. *Geophysical Journal International*, 20(3):317–334.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., and Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2):125–131.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., and Bataille, K. (2008). First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, 455(1-4):14–24.
- Laumonier, M., Gaillard, F., Muir, D., Blundy, J., and Unsworth, M. (2017). Giant magmatic water reservoirs at mid-crustal depth inferred from electrical conductivity and the growth of the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 457:173–180.
- Laumonier, M., Gaillard, F., and Sifré, D. (2015). The effect of pressure and water concentration on the electrical conductivity of dacitic melts: Implication for magnetotelluric imaging in subduction areas. *Chemical Geology*, 418:66–76.
- Mancini de Barbieri, R. A. (2018). Modelamiento tridimensional del sistema volcánico paniritoconce, mediante el uso de magnetotelúrica. *Universidad de Chile*.
- Matzander, U. and Wilde, M. (2002). Metronix geophysics ADU 07(e) Operating Manual.
- Meqbel, N. M. M. (2009). *The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data*. PhD thesis, Freie Universität Berlin.
- Miensopust, M. P., Jones, A. G., Hersir, G. P., and Vilhjálmsson, A. M. (2014). The Eyjafjallajökull volcanic system, Iceland: insights from electromagnetic measurements. *Geophysical Journal International*, 199(2):1187–1204.
- Miller, C. A., Williams-Jones, G., Fournier, D., and Witter, J. (2017). 3d gravity inversion

- and thermodynamic modelling reveal properties of shallow silicic magma reservoir beneath Laguna del Maule, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 459:14–27.
- Miyaji, N., Kan’no, A., Kanamaru, T., and Mannen, K. (2011). High-resolution reconstruction of the Hoei eruption (ad 1707) of Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 207(3-4):113–129.
- Moreno, H., Lara, L., and Orozco, G. (2010). *Geología del volcán Osorno: región de Los Lagos*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Morgado, E., Morgan, D. J., Harvey, J., Parada, M.-Á., Castruccio, A., Brahm, R., Gutiérrez, F., Georgiev, B., and Hammond, S. J. (2019). Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 81(4):24.
- Morgado, E., Parada, M., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., and McGee, L. (2015). Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306:1–16.
- Ni, H., Keppler, H., and Behrens, H. (2011). Electrical conductivity of hydrous basaltic melts: implications for partial melting in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3):637–650.
- Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., and Roquer, T. (2016). Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*, 680:192–210.
- Pérez-Flores, P., Wang, G., Mitchell, T., Meredith, P., Nara, Y., Sarkar, V., and Cembrano, J. (2017). The effect of offset on fracture permeability of rocks from the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Journal of Structural Geology*, 104:142–158.
- Plank, T., Kelley, K. A., Zimmer, M. M., Hauri, E. H., and Wallace, P. J. (2013). Why do mafic arc magmas contain 4 wt percent water on average? *Earth and Planetary Science Letters*, 364:168–179.
- Pommier, A. and Le-Trong, E. (2011). “SIGMELTS”: A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences. *Computers & Geosciences*, 37(9):1450–1459.
- Rikitake, T. (1951). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth’s interior. *Earthquake Research Institute*, 24:219–283.
- Roquer, T., Arancibia, G., Rowland, J., Iturrieta, P., Morata, D., and Cembrano, J. (2017). Fault-controlled development of shallow hydrothermal systems: Structural and mineralogical insights from the Southern Andes. *Geothermics*, 66:156–173.
- Rosenau, M., Melnick, D., and 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).

- Ruprecht, P. and Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology*, 38(10):919–922.
- Ruth, D. C., Cottrell, E., Cortés, J. A., Kelley, K. A., and Calder, E. S. (2016). From passive degassing to violent strombolian eruption: the case of the 2008 eruption of Llaima volcano, Chile. *Journal of Petrology*, 57(9):1833–1864.
- Samrock, F., Grayver, A. V., Eysteinnsson, H., and Saar, M. O. (2018). Magnetotelluric image of transcrustal magmatic system beneath the Tulu Moye geothermal prospect in the Ethiopian Rift. *Geophysical Research Letters*, 45(23):12–847.
- Schindlbeck, J., Freundt, A., and Kutterolf, S. (2014). Major changes in the post-glacial evolution of magmatic compositions and pre-eruptive conditions of Llaima Volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 76(6):830.
- Schmeling, H. (1986). Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electrical properties of rocks. Part II: electrical conductivity. *Physics of the earth and planetary interiors*, 43(2):123–136.
- Schön, J. H. (2015). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*, volume 65. Elsevier.
- Sernageomin (2018a). *Chile, Territorio volcánico*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Sernageomin (2018b). Ficha volcán Osorno.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., and Stix, J. (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Simpson, F. and Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Stechern, A., Just, T., Holtz, F., Blume-Oeste, M., and Namur, O. (2017). Decoding magma plumbing and geochemical evolution beneath the Lastarria volcanic complex (Northern Chile)—Evidence for multiple magma storage regions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 338:25–45.
- Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L., et al. (2007). Chilean volcanoes. In *The Geology of Chile*, pages 147–178. Geological Society of London.
- Tagiri, M., Moreno, H., López-Escobar, L., and Notsu, K. (1993). Two magma types of the high-alumina basalt series of Osorno Volcano, Southern Andes (41s) - Plagioclase dilution effect, ganko. *J. Miner. Petrol. Econ. Geol*, 88:359–371.
- Tassara, A. and Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1):161–168.

- Tassara, A. and Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 s). *Revista geológica de Chile*, 30(2):159–186.
- Tietze, K. (2012). *Investigating the electrical conductivity structure of the San Andreas fault system in the Parkfield-Cholame region, central California, with 3D magnetotelluric inversion*. PhD thesis, GFZ-Potsdam.
- Tikhonov, A. (1950). On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. In *Doklady*, number 2 in 73, pages 295–297. Citeseer.
- Tyburczy, J. A. and Waff, H. S. (1983). Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: Geophysical significance and implications for charge transport and melt structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B3):2413–2430.
- U.S.G.S. (1986). *Earthquakes and Volcanoes*. U. S. Geological Survey.
- Waff, H. S. (1974). Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry. *Journal of Geophysical Research*, 79(26):4003–4010.
- Weller, D. and Stern, C. (2018). Along-strike variability of primitive magmas (major and volatile elements) inferred from olivine-hosted melt inclusions, southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile. *Lithos*, 296:233–244.
- Wespestad, C. E., Thurber, C. H., Andersen, N. L., Singer, B. S., Cardona, C., Zeng, X., Bennington, N. L., Keranen, K., Peterson, D. E., Cordell, D., et al. (2019). Magma reservoir below Laguna del Maule Volcanic Field, Chile imaged with surface-wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Wiese, H. (1962). Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Geofisica pura e applicata*, 52(1):83–103.
- Wrage, J., Tardani, D., Reich, M., Daniele, L., Arancibia, G., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Morata, D., and Pérez-Moreno, R. (2017). Geochemistry of thermal waters in the Southern Volcanic Zone, Chile—Implications for structural controls on geothermal fluid composition. *Chemical Geology*, 466:545–561.
- Yoshino, T. (2018). *Chapter 11 Electrical Conductivity Measurement*, pages 281–319. Elsevier.
- Zhdanov, M. S. (2009). *Geophysical electromagnetic theory and methods*, volume 43. Elsevier.

Apéndice A

Principios MT

- i Se obedecen las ecuaciones generales de electromagnetismo de Maxwell.
- ii La Tierra no genera energía electromagnética, solo la disipa o absorbe.
- iii Todos los campos pueden ser tratados como conservativos y analíticos lejos de su fuente.
- iv Los campos electromagnéticos naturales utilizados, siendo generados por sistemas de corrientes ionosféricas de larga escala, las cuales están relativamente distantes de la superficie de la tierra, pueden ser tratados como uniformes, polarizados, que inciden de manera casi vertical. Esta suposición puede ser violada en las regiones polares y ecuatoriales.
- v No se espera acumulación de cargas libres dentro de las capas de la Tierra. En una Tierra multi-dimensional, las cargas pueden acumularse a lo largo de discontinuidades. Esto genera un fenómeno no inductivo conocido como *static shift*.
- vi La carga se conserva, y la Tierra se comporta como un conductor óhmico, obedeciendo a la ecuación:
$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$$
- vii El desplazamiento eléctrico es cuasi-estático para los periodos de MT. Por tanto, corrientes de desplazamiento variables en el tiempo (debido a efectos de polarización) son despreciables comparadas a las corrientes de conducción variables en el tiempo, las cuales promueven el tratamiento de la inducción electromagnética en la Tierra meramente como un proceso de difusión.
- viii Cualquier variación en la permitividad eléctrica ε y permeabilidad magnética μ de las rocas se asumen despreciables comparadas a las variaciones en la conductividad de roca total.

Apéndice B

Representación gráfica tensor de fase

La representación gráfica del tensor de fase como elipse queda determinada por los parámetros eje menor ϕ_{min} , eje mayor ϕ_{max} y la diferencia entre los ángulos $(\alpha - \beta)$, donde

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \right)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right)$$

$$\Phi_1 = \frac{\Phi_{11} + \Phi_{22}}{2}$$

$$\Phi_2 = \sqrt{\Phi_{11}\Phi_{22} - \Phi_{12}\Phi_{21}}$$

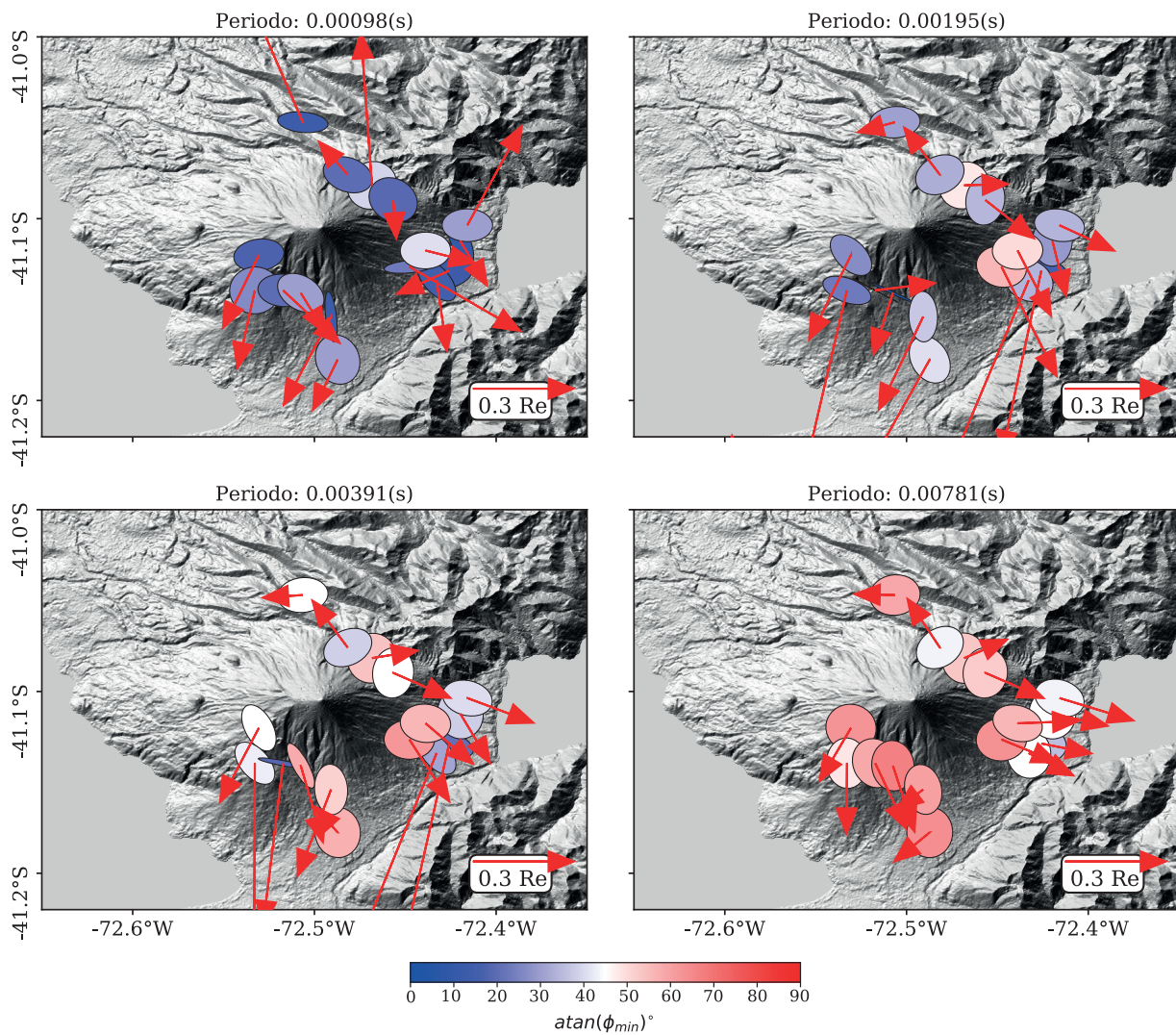
$$\Phi_3 = \frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{2}$$

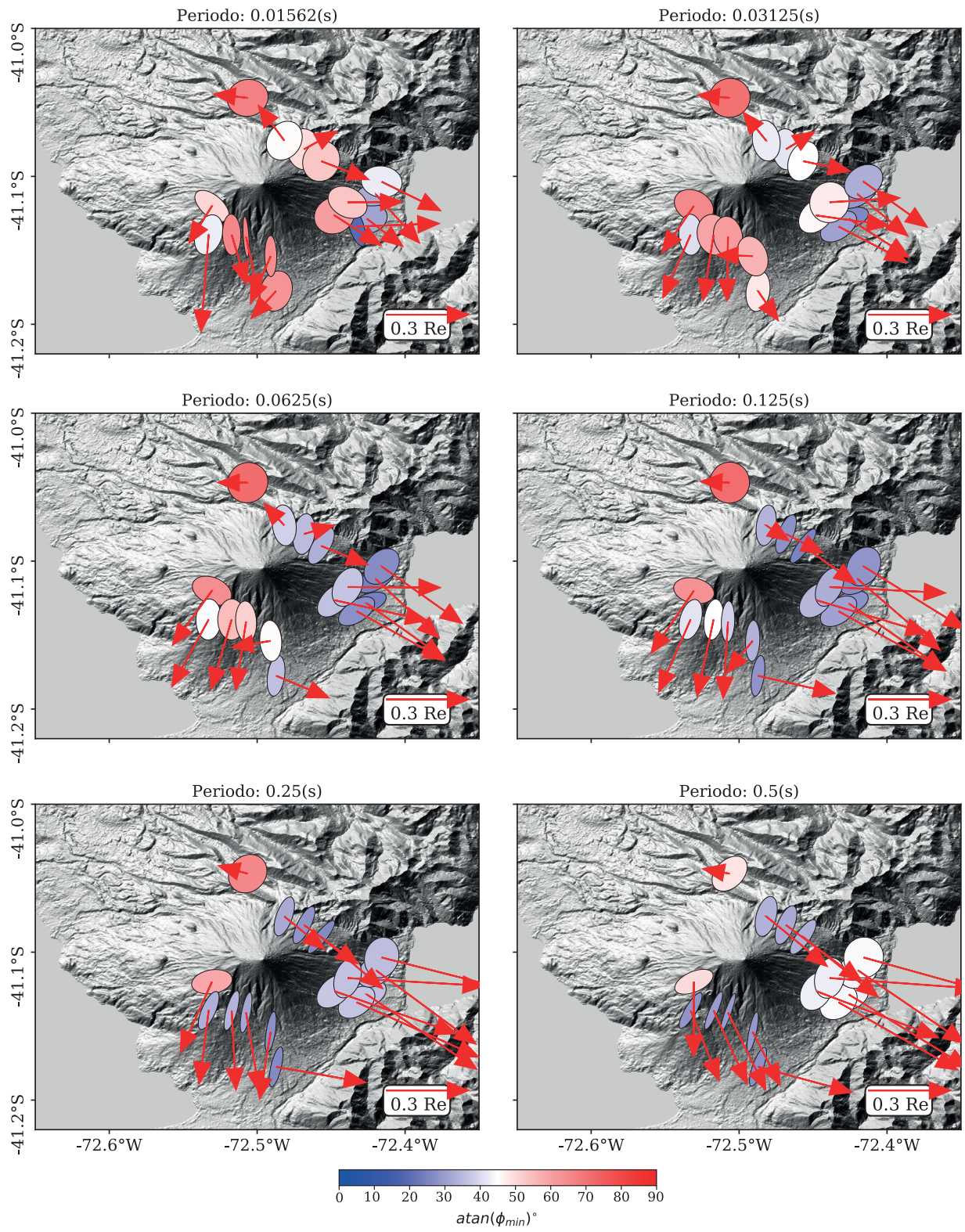
$$\Phi_{min} = \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_2^2} - \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2}$$

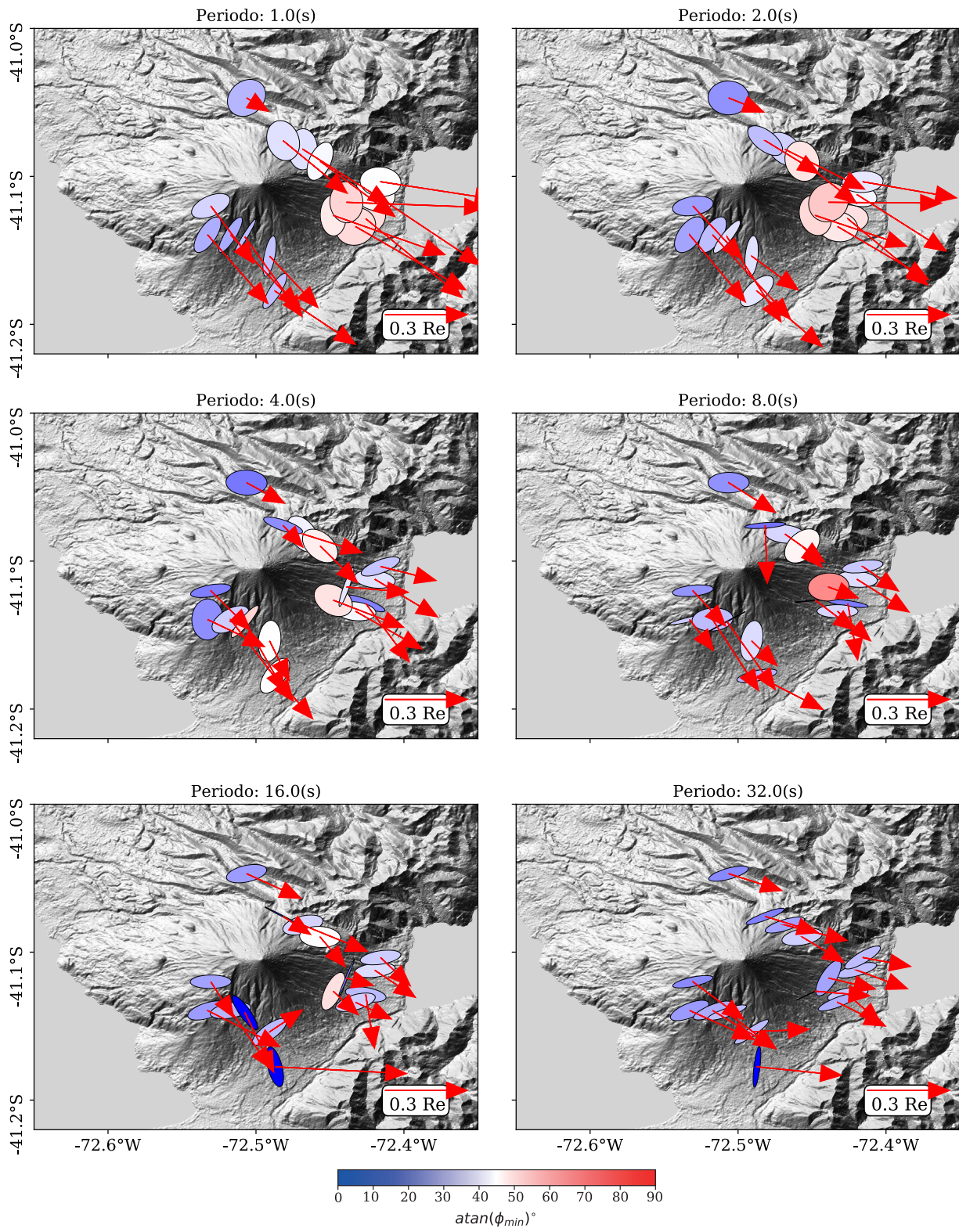
$$\Phi_{max} = \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_2^2} + \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2}$$

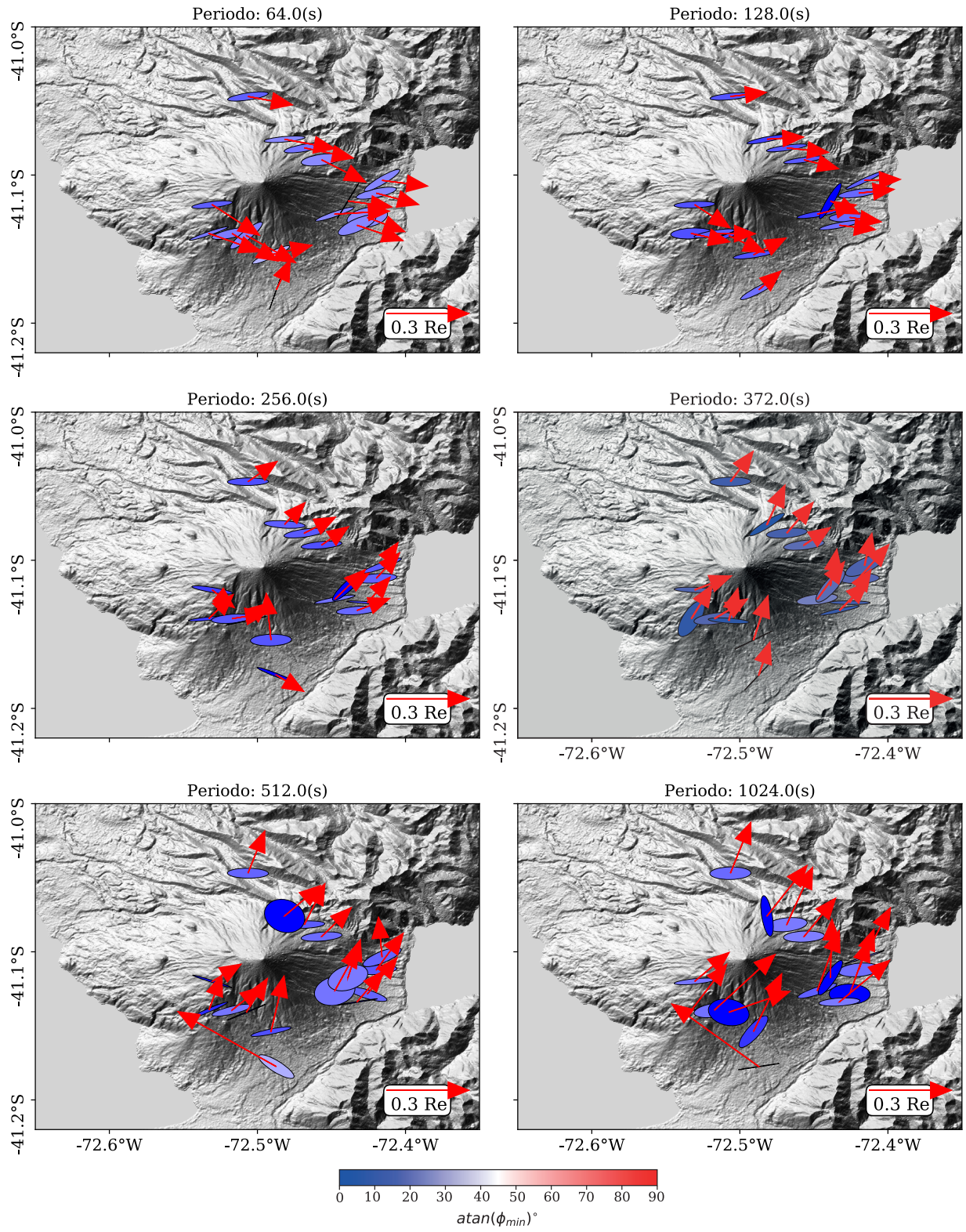
Apéndice C

Parámetros dimensionales por periodos









Apéndice D

Efecto gradiente de presión

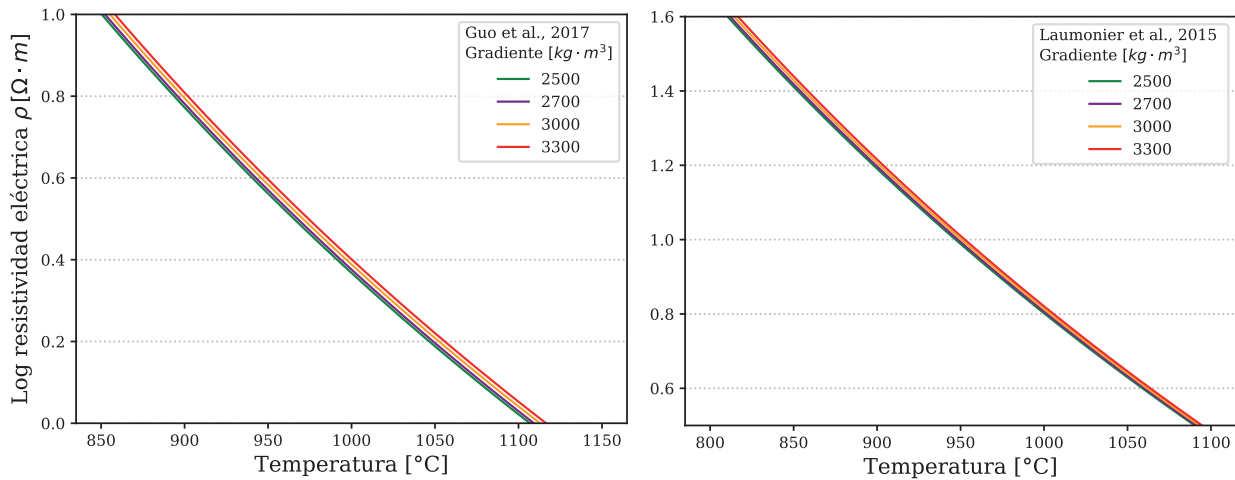


Figura D.1: Variación de resistividad eléctrica en función del gradiente de presión. Se puede observar que ante los cuatro valores de gradiente probados no se obtienen curvas muy diferentes entre sí, exhibiendo básicamente la misma forma y un desplazamiento en el eje Y (resistividad eléctrica) de tan sólo 0.01 unidades logarítmicas entre un valor de gradiente y el siguiente. Pruebas realizadas bajo condiciones fijas y constantes de contenido de agua (1 wt % H_2O) y profundidad (10 km). Modelos de resistividad de acuerdo a Guo et al., 2017 y Laumonier et al., 2015.